Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 13 (1914-1915)
Heft: 2

Artikel: Beiträge zur Quartärforschung des Seelandes
Autor: Antenen, F.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157442

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: 10.07.2025

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

bung der Mineralvorkommen des Gotthardmassivs berücksichtigt werden. Eine recht schwierige Frage wurde nur kurz behandelt, nämlich die Ursache der Häufung von Mineralfundorten in demselben Gestein an einzelnen Stellen, wie z. B. in der Val Giuf oder im Grieserntal. Das hängt nicht nur mit besonders guten Aufschlüssen in diesen zerrissenen Tälern zusammen. Es müssen auch ganz bestimmte mechanische Bedingungen, z. B. ein stationärer aber ungleichmässiger Druck, nach Abschluss der Hauptbewegungen das bewirkt haben. Gleichförmiger ist die Verteilung im Aaregranit; doch auch da ist die Häufung an gewissen Stellen und Zonen z. B. auf der Südseite des Göschenertales unverkennbar.

Beitrag zur Quartärforschung des Seelandes.

Von F. Antenen, Biel.

I. Literatur und Geschichtliches.

Eine abschliessende Monographie über das Quartär des Seelandes steht uns heute noch nicht zur Verfügung. Was die Forschung auf diesem Gebiet bis jetzt festgelegt hat, ist in verschiedenen Abhandlungen niedergeschrieben oder umfangreicheren geologischen Arbeiten einverleibt. In seiner Schilderung der wichtigsten Findlinge im Kanton Bern erwähnt J. Bachmann auch die bekannten erratischen Blöcke des Seelandes, den Heidenstein im Längholz, den grauen Stein oberhalb Biel, die Teufelsbürde auf dem Jolimont und andere mehr (*Mit. d. Berner Nat. Ges.* 1870). Die höchstgelegenen Moränen am Südostabhang des Jura verfolgt namentlich L. du Pasquier. Er erwähnt zuerst die Moränen auf dem Rücken des Bözingenberges. (*Bull. Soc. des Sc. nat. de Neuchâtel* XX 1891/92). L. Rollier und E. Brückner verweisen auf das Eindringen des Rhonegletschers in die Schluchten der Schüss, ins Orvin- und St. Immertal. (Rollier: *Matériaux pour la carte géol. de la Suisse*, Nouv. série VII, Livr. 1898, sodann in den Arch. d. Sc. phys et Nat. XII, 1900 und in den *Mit. der Berner Nat. Ges.*, Suppl. zu Lief. VIII 1893. Brückner: *Die Alpen im Eiszeitalter*, S. 552.) Mit der Erforschung der seeländischen Schotterterrassen beschäf-

tigten sich einlässlich unser leider zu früh verstorbener Kollege B. AEBERHARDT und F. NUSSBAUM : (AEBERHARDT : Notes sur le quaternaire du Seeland. *Arch. des Sc. phys. et nat.* XVI 1903. Les Gorges de la Suze. *Beil. z. Jahresbericht des Gym.* Biel 1907. NUSSBAUM : Ueber die Schotter im Seeland. *Mit. der Berner Nat. Ges.* 1907 und « die Landschaften des Berner Mittellandes » 1912. NUSSBAUM und AEBERHARDT : Bericht über die Exkursion der schweiz. geol. Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme. *Ecl. geol. helv.* XI Nr. 6 1912.) Auch das Werden und Vergehen der Juraseen steht in Zusammenhang mit quartären Vorgängen. Darüber schreiben A. FAVRE (Sur l'ancien lac de Soleure. *Arch. des Sc. phys. et nat.*, tome X 1883), H. SCHARDT (Note complémentaire sur l'origine du lac de Neuchâtel et des lacs subjurassiens. *Bull Soc. Neuch. Sc. nat.* tome XXXIII, 1905) und E. BRÜCKNER (die Alpen im Eiszeitalter, S. 568). Auf das Alluvium am untern Ende des Bielersees endlich weist der Verfasser hin. (*Ecl. geol. helv.* VIII, Nr. 4 1905).

Nachstehende Arbeit wird nicht eine abschliessende Monographie über das Quartär des Seelandes sein. Sie soll nur das bereits Festgestellte durch neue Beobachtungen ergänzen. Die Lösung mancher Frage bleibt auch hier der weitern Forschung noch vorenthalten. Die Orts- und die Höhenangaben sind dem topographischen Atlas der Schweiz entnommen ; siehe Blätter 124, 122, 123, 119, 121, 135, 112, 126, 109.

II. Die Ufermoränen am Südostabhang der Seekette.

Die Moränenverhältnisse am Bözingenberg.

In den Ufermoränen spiegeln sich die regionalen Verhältnisse der Vergletscherung wieder: Die Höhenlage, das Gefälle und die Bewegungsrichtung des Eises, der etappenweise Rückzug des Gletschers. Sie weisen aber auch auf das Einzugsgebiet des Eisstromes hin und auf dessen petrographische Verhältnisse. Die Ufermoränen, die sich am Südostabhang der Seekette nachweisen lassen, wurden vom Rhonegletscher vorwiegend während der Würmeiszeit aufgeschüttet. Alt- oder Rissmoränen konnten wir nur auf der Höhe von Magglingen feststellen.

Der exponierteste Punkt der Seekette ist der Bözingen-

berg. Da sein Rücken das Maximalniveau des würmeiszeitlichen Rhonegletschers überragte, müssen die leicht überblickbaren Moränenverhältnisse an seinem fast waldlosen Südwestabhang für die Moränenforschung am Gehänge der innern Jurafalten wegleitend sein.

Bei Gehöft Oberberg verzeichnet schon L. du Pasquier eine hochgelegene Moräne. Ohne ausgesprochene Wallform, wurde sie bei der Erbauung der neuen Bergstrasse aufgeschlossen. Das Fehlen einer Lehmdecke verrät die Jungmoräne. In einer sandig-lehmigen Grundmasse stecken mittelgrosse Blöcke. Das eckige und halbgerundete Material ist seiner Herkunft nach fast lauter Jurakalk. Alpine Gesteine, wie dunkle Kalke, Granite, Gneisse sind auffallend wenig und nur in Nussgrösse vorhanden. Die Moräne liegt in einer Höhe von 920 m und zieht sich in nordöstlicher Richtung einige Meter unter der Kammlinie hin. Moränenmaterial scheint auch die vorgelagerte Anhöhe « Mulbe » zu tragen, und mit Glacialschutt ist die Einsenkung zwischen ihr und dem Oberberg ausgefüllt. Weitere Spuren liess der Gletscher in dieser Höhe in Form erratischer Blöcke zurück. Auf kleinem Raume können wir hier etwa 40 solcher nachzählen. Es sind fast ausschliesslich eckige Montblancgranite. Der grösste dieser Findlinge liegt einige Meter südwestlich des Wirtschaftsgebäudes.

Steigen wir von der Anhöhe des Bözingenberges talwärts, dann kann uns eine Zone, die von glacialen Ablagerungen, sowohl von Schottern, als von erratischen Blöcken geradezu entblösst ist, nicht entgehen. Wir bemerken nur kalkreichen Humus, Gehängeschutt und anstehende Portlandbänke. Diese Zone liegt zwischen 900 und 700 m. Erst auf dem Vorberg stossen wir wieder auf Ufermoränen. Deutlich entwickelt, ziehen sie sich in 690 m vom « b » des Wortes Vorberg in nordöstlicher Richtung bis zum Signalpunkt 700 hm. Oberhalb der beiden Portlandköpfe, die « Stühle » genannt, wird einer dieser Wälle von der neuen Bergstrasse angeschnitten. Das zum grössern Teil gerundete Material besteht wiederum der Hauptsache nach aus hellem Jurakalk. Immerhin sind die alpinen Gesteinsarten etwas reichlicher vorhanden als in den beschriebenen Oberbergmoränen. Sie lassen sich aus der unverfestigten und ungeschichteten Moräne mit Leichtigkeit herauslesen. Auf dem Rücken der drei kurzen, fast in gleicher Höhe liegenden Wälle, finden wir eine Anzahl grosser, meist eckiger Blöcke, worunter einen Alpenkalk von 2 m³ Inhalt. Die neue Strasse führt nun zwischen den beiden « Stühlen »

durch, einem kurzen Quertal folgend, dessen Entstehung wir der Erosion glacialer Schmelzwasser zuschreiben möchten. Unterhalb dieser Felsköpfe stossen wir in 650 m abermals auf glaciale Schotter. Sie sind nicht in Wallform gelagert, schliessen viele gekritzte Geschiebe ein und entsprechen in petrographischer Hinsicht ganz den 40 m höher gelegenen Vorbergmoränen. Wir reihen sie mit den letztern ein und demselben Moränengürtel ein.

Unsern Abstieg fortsetzend, begegnen wir unterhalb des Büttibodens in 610 m einer weitern Ufermoräne. Sie lässt sich in nordöstlicher Richtung auf 300—350 m hin verfolgen. Auch hier hat die neue Strasse Aufschlüsse geschaffen. Das teils eckige, teils gerundete Material weist wohl noch viele helle Jurakalke auf; allein das alpine Material ist reichlicher vertreten als in den höher gelegenen Vorbergmoränen. Sowohl in, als auf dem Walle beobachten wir grössere Granit- und Gneissblöcke. Diese Moräne, bezeichnen wir sie als Büttibodenmoräne, ist stark terrassiert. Zwischen ihr und dem Gehänge breitet sich ein mit erratischen Blöcken übersäter Glacialboden aus. Es ist der Büttiboden. Während die Moräne am nordöstlich gelegenen Waldsaum in einen Portlandrundhöcker übegeht, zieht sich dieser durch eine hübsche Combe. Hier beobachten wir ein Haufwerk grosser Portlandblöcke, untermischt mit Montblancgraniten. Die erstern sind vom Kopfgehänge der Combe abgestürzt. Eine mehrere Meter lange in nordöstlicher Richtung verlaufende Hohlkehle verrät noch heute die Spuren der Glacialerosion, durch die das Gehänge unterschnitten wurde und die Schichtenköpfe zum Absturz gebracht worden sind.

Unsere Orientierung am Bözingenberg wäre unvollständig ohne Hinweis auf zwei auffällige Blockgruppen. Die eine befindet sich an der Strassenwindung ob den Hinterriedreben in 550 m, die andere im sogenannten Geissenmätteli in 540 m. Die kleine Wiese, ebenfalls in einer Portlandcombe gelegen, ist mit einigen Dutzend mittelgrosser und grosser Findlinge überstreut. Es sind lauter typische Walliserblöcke. Nordöstlich dieser Blockgruppen liegt in 560 m Moränenschotter auf Portland. Wir erkennen in den erwähnten Blockgruppen und Schottern Relikte der tiefstliegenden Ufermoräne des Bözingenberges. Ihr Material stimmt allerdings mit demjenigen der Büttibodenmoräne überein. Der Höhenunterschied von 50—60 m bestimmt uns aber, die beiden Moränen nicht dem nämlichen Moränengürtel und somit zwei verschiedenen Gletscherstadien zuzuschreiben.

Ein Ueberblick über die Moränenverhältnisse am Bözingenberg bestätigt uns nachstehende Tatsachen:

1. Es liegen am Südwestabhange des Bözingenberges Moränen in vier verschiedenen Höhenlagen vor, in 920 m, in 690 m, in 610 m und in 550 m. Wir bezeichnen sie als Oberberg-, Vorberg-, Büttiboden- und Hinterriedmoränen und belegen der Einfachheit halber mit den gleichen Namen die zugehörigen Ufermoränen längs der innern Jurafalten.

2. Sämtliche Moränen bestehen der Hauptsache nach aus Jurakalk. In der höchsten Lage schliessen sie etwa 5 %, in der mittleren 15 % und in den untern Lagen 30 % alpine Gesteinsarten aus dem Einzugsgebiet des Rhonegletschers ein. Die Jurakalke gehören vornehmlich der Portlandstufe an.

3. Das Material ist in allen Höhenlagen im Zustand grosser Frische. Lehmreiche Verwitterungsdecken können im Hängenden der Schuttwälle nicht nachgewiesen werden. Sämtliche Moränen gehören der Würmeiszeit an.

Die Ufermoränen im Südwesten und Nordosten des Bözingenberges.

Von den Moränenverhältnissen am Bözingenberg ausgehend, sollen in Nachstehendem zunächst die Ufermoränen zwischen der Twannbachschlucht im SW und dem grossen Schuttkegel von Bettlach im NO untersucht werden. Wir schenken diesem Geländeabschnitt unsere besondere Aufmerksamkeit, da die Wiedergabe seiner Quartärverhältnisse durch die geologische Karte der Schweiz eine unvollständige ist. (Vergl. *Geolog. Karte der Schweiz*, Bl. VII.)

Die Oberbergmoräne.

Wie auf dem Bözingenberg, so finden wir auch in der Umgebung von Magglingen hochgelegene Jungmoränen. Sie wurden bereits von B. Aeberhardt erwähnt [1]. Zwei parallel verlaufende Wälle ziehen sich oberhalb der Ortschaft über die Punkte 931, 925 und 922. Ein dritter Wall lässt sich zirka 70 m tiefer in 860 m bei les Jambes de Bois beobachten. Aeberhardt möchte diesen tiefer liegenden Wall einem mittleren Schuttgürtel zuweisen. Die Moränenverhältnisse am Bözingenberg rechfertigen jedoch diese Annahme nicht. Die

[1] B. Aeberhardt, *Beilage zum Jahresbericht des Gymnasiums Biel*, S. 4, 1907.

Moräne von les Jambes de Bois gehört mit den Magglingenmoränen dem höchstgelegenen, zirka 70 m breiten Jungmoränengürtel an. Dafür spricht namentlich die Uebereinstimmung des Materials. Es besteht hier wie dort vorwiegend aus hellen Jurakalken und nur wenig alpinen Gesteinsarten. Immerhin lassen sich solche leicht nachweisen. Neben Granit, Gneiss und Glimmerschiefer finden wir verhältnismässig viel Gabbrogeröll. In und auf den Wällen bemerken wir die nämlichen Gesteinsarten in Form grosser Blöcke.

Die Moränen von Magglingen verlaufen nicht im Sinne der Gebirgsachse, also in nordöstlicher Richtung, sondern schlagen ziemlich genau die Nordrichtung ein. Diese Tatsache ist nicht unwesentlich für das Verhalten des Gletschers in unserer Region. Sie sagt uns mit aller Bestimmtheit, dass sich der Eisstrom schon oberhalb Magglingen, wo die Falte der Seekette eine Einsenkung erfährt, nordwärts ins Tal von Orvin und in dasjenige der Schüss hinüber zog. Dieses Ueberfliessen des Gletschers und die Höhenlage der Moräne von les Jambes de Bois werden uns bei der Untersuchung der Vereisungsverhältnisse des Orvintales noch einmal beschäftigen.

Südwestlich P. 931 stossen wir bei les Pschvaines in 935 m ebenfalls auf den höchst gelegenen Moränengürtel. Wir überschreiten ihn, wenn wir dem Fussweg nach dem Kurhaus folgen. Auf seinem Rücken befinden sich grössere Granitblöcke. Die Wallform ist deutlich erkennbar. Gerade hier biegt die Moräne aus ihrer SW-NO-Richtung nach N ab.

Dem Moränengürtel Oberberg-Magglingen können wir als bisher unbeachtetes Glied die Moränen auf dem Twannberg angliedern. Schlagen wir von Magglingen aus den Weg über die Magglingenmatten (obere Studmatten) ein, so überschreiten wir bei les Pschvaines in 940 m das obere Niveau der Jungmoränen. Ueber dieser Höhenlage verschwinden deutliche Wallmoränen und selbst grosse erratische Blöcke. Reine Kalkerde bildet hier fast durchwegs den Nährboden der eigenartigen Gras- und Buschformation (Studmatten). Nur an wenigen Stellen, namentlich in flachen Vertiefungen des Bodens, erscheint älteres Quartär in Form stark verwitterter Quarzitgerölle. Jungmoränen treten erst am Südwestende der Magglingenmatten zwischen 970 und 980 m wieder auf. Hier bietet sich unserem Auge eine typische Moränenlandschaft im Kleinen. Wir können drei parallel laufende Wälle, durch schmale Mulden getrennt, mehrere hundert Meter weit in nordöstlicher Richtung verfolgen. Der äusserste derselben zieht sich über P. 973 und ist in dessen Nähe auf-

geschlossen. Wir erkennen im Aufschluss genau das gleiche Material, das wir in Magglingen und auf dem Oberberg vorgefunden haben. Besonders auffällig ist wieder das Zurücktreten des Alpenkalkes in Zahl und Grösse der Geschiebe, unter welchen sich deutlich gekritzte leicht nachweisen lassen. Zahlreicher, wenn dem Jurakalk gegenüber auch nur in ganz untergeordnetem Verhältnis, sind die härtern alpinen Gesteinsarten vertreten. Diese Erscheinung mag einerseits auf die geringe Härte des Alpenkalkes zurückzuführen sein, andererseits auf die Vereisungsverhältnisse im Einzugsgebiet des Gletschers zur Zeit seiner maximalen Entwicklung. Nur die kristallinen Gipfel, ein stark reduziertes Nährgebiet für erratisches Material darstellend, können während dieser Entwicklungsphase das Firngebiet noch überragt haben, während das Kalkgebirge zum grössten Teil unter Schnee und Eis begraben lag. Grosse, meist eckige Blöcke sind auch den Twannbergmoränen aufgesetzt. Unter ihnen lassen sich leicht ein Dutzend Granite und grüne Gneisse feststellen.

Die Oberbergmoränen wurden schon von L. du Pasquier als Jungmoränen des Rhonegletschers erkannt. Sie markieren mit denjenigen ob Magglingen und auf dem Twannberg die maximale Höhenlage des Eises während der Würmeiszeit. Die nordöstliche Fortsetzung dieses Moränengürtels ist aber noch ungenügend untersucht. Ueber das obere Niveau desselben besitzen wir zwischen Oberberg und Günsberg, also auf eine Entfernung von 24 km, keine weitern Höhenangaben[1]. Und doch müssen wir schon jene flachen Schotterwälle, die im NO des Bözingenberges, südlich la Joux, durch die neue Bergstrasse in 900 m angeschnitten worden sind, in diesen Moränenhorizont einordnen. Sie schliessen ausser Jurakalk kristalline Gerölle und vereinzelte alpine Kalke ein. Das nämliche Material können wir sodann zwischen 880 und 890 m und wiederum bei P. 837 südwestlich von Romont beobachten. Hier bilden die Schotter eine kurze von SW nach NO verlaufende Wallmoräne. Sie liegt 100 m tiefer als die Moränen von Magglingen und 10 km von denselben entfernt. Daraus resultiert ein Gefälle von 10 ‰. Dieser Wert entspricht genau dem Gefälle, das Brückner für die höchstgelegenen Ufermoränen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers zwischen dem Bözingenberg und Günsberg ermittelt hat[1]. Wir dürfen daher die Moräne bei P. 837 zuversichtlich dem Magglingen-Oberbergmoränengürtel einord-

[1] Brückner, *Die Alpen im Eiszeitalter*, S. 550.

nen. Von Romont an sinkt nun die Bözingenbergfalte, die wir noch über Allerheiligen hinaus verfolgen können, rasch unter 700 m und damit unter das Niveau dieser hochgelegenen Schuttwälle. Wir müssen daher die nordöstliche Fortsetzung der letztern am Südostabhang der Weissensteinkette suchen. In Anrechnung des oben festgestellten Gefälles sollten wir sie bei Ittenberg in zirka 800 m wieder finden. Allein unsere diesbezügliche Untersuchung hat zu keinem positiven Resultat geführt. Auf einer Strecke von zirka 5 km konnten wir zwischen 800 und 750 m keine glacialen Schotter auffinden. Erst am Waldrand oberhalb Gehöft Burghof stellten sich solche in 750 m ein. Sie wurden im Verlauf des letzten Jahres anlässlich der Anlage eines neuen Waldweges aufgeschlossen und entsprechen den auf der 5 km langen Strecke Romont-Burghof aussetzenden höchstgelegenen Jungmoränen.

Das gänzliche Fehlen der letztern auf eine so lange Strecke ist auffällig. Es mag zunächst eine Folge der starken Böschung des Gehänges und der dadurch bedingten intensiven Abspülung lockerer Ablagerungen sein. Uebersehen wir aber nicht, dass in dem Winkel Romont-Burghof-Ittenberg der während dem Maximum der Würmeiszeit dem Vauffelintal folgende Gletscherarm durch die Haupteismasse des Rhonegletschers eingekeilt wurde. Die dadurch bedingte Abdämmung führte zur Stagnation des seitlichen Eisstromes und zur Schwächung, wenn nicht zur gänzlichen Lahmlegung seiner Transport- und Akkumulationskraft. Gerade darin finden wir auch eine Erklärung für das Fehlen ausgesprochener dem Maximum der Würmvereisung entsprechender Ufermoränen im Vauffelintal und ebenso im Jorattal. Diese Mulden weisen nur Rückzugsmoränen auf, herrührend aus einer Zeit, in welcher die seitlichen, die innersten Jurafalten umfliessenden Eisströme durch die Haupteismassen nicht mehr gestaut wurden, also selbständige, transport- und akkumulationsfähige Gletscherzungen waren.

Ob Magglingen haben wir in der Moräne von les Jambes de Bois ein unteres 70 m tiefer liegendes Niveau des höchstgelegenen Moränengürtels erkannt. Dasselbe kann auch in Romont nachgewiesen werden. Südwestlich des Dorfes setzt in 780 m ein schöner Moränenwall ein, der, nach N abbiegend, das Dorf umschlingt und im O desselben noch die Höhenlage von 740 m behauptet. Er liegt 60—70 m tiefer als die Moräne bei P. 837, was den analogen Verhältnissen ob Magglingen genau entspricht. Zu beiden Seiten der Strasse

bei Fin de la Combe finden wir Aufschlüsse. In einer sandreichen Grundmasse bemerkt man hauptsächlich gerollte Jurakalke. Das alpine Material ist spärlich vorhanden. Der Fortsetzung dieser Moräne begegnen wir am Fusse der Weissensteinkette. Sie zieht sich als flacher Wall von P. 730 nördlich von Romont bis zum Buchstaben «b» in Ittenberg. Granite und Jurakalkblöcke sind derselben öfters aufgesetzt. Wo diese Moräne zwischen Ittenberg und «im Bann» noch die Höhe von 700 m erreicht, ist ihre Wallform deutlich vorhanden. Gerade hier lässt sich eine grössere Anzahl von Findlingen beobachten. Die Moräne selbst wird vom Waldweg, der nach Allerheiligen führt, durchschnitten und aufgeschlossen. In dem völlig ungeschichteten Material liegen grössere Granit- und Jurakalkblöcke. Der Fortsetzung der Moräne begegnen wir bei P. 668 an der nach Gespenmoos führenden Strasse. Längs derselben sind zahlreiche Aufschlüsse zu beobachten. Der Wall selbst zieht sich oberhalb des Weges in 670 m hin. In der Nähe der Quelle des nach Lochsäge fliessenden Baches liegt in einem Aufschlusse das gerundete Moränenmaterial unter eckigem Gehängeschutt. Solcher, sowie ein grösserer Bergsturzkegel bedecken von da an das Quartär bis in die Nähe des Gehöftes Burghof. Erst hier verraten uns neue Aufschlüsse in 660 m die von Romont aus verfolgte Lateralmoräne wieder. Damit haben wir aber den Westrand des grossen Bergsturzkegels von Bettlach erreicht. Bevor wir den dem Maximum der jüngsten Vereisung entsprechenden Moränengürtel in nordöstlicher Richtung weiter verfolgen, wollen wir auch die am Abhang des Bözingenberges angedeuteten tiefer liegenden Ufermoränen von Twann bis Bettlach untersuchen.

Die Vorbergmoräne.

In den Vorbergmoränen und in dem zirka 40 m tiefer liegenden Quartär am Abhang des Bözingenberges haben wir einen mittlern Moränengürtel erkannt, dessen Fortsetzung sich südwestlich der Taubenlochschlucht mit Sicherheit nachweisen lässt. Zunächst finden wir seine Spuren bei Lissersbrunnen. Hier setzt ein Wall bei dem auf dem Siegfriedblatt angedeuteten Knotenpunkt mehrerer Waldwege ein. Er zieht sich, allmählich von 700 auf 715 m ansteigend, etwa 200 m in südwestlicher Richtung waldeinwärts. Auf seinem Rücken bemerken wir eine Anzahl Granitblöcke. Am Strasseneinschnitt und an Stellen, wo Bäume ausgehoben

oder durch den Wind entwurzelt worden sind, treten seine Schotter deutlich zu Tage. Auf dem Plateau oberhalb Leubringen stellt sich ein zweiter flacher Wall ein, der, schon im Wald einsetzend, sich über den P. 732 ins Kulturland hinauszieht. Die Entfernung dieser beiden Hügel beträgt zirka 300 m, ihr Höhenunterschied 15 m. Daraus resultiert für die kurze Strecke ein etwas zu starkes Gefälle. Diese auffällige Erscheinung erklärt sich aus der Lage der Seitenmoräne. Bei Lissersbrunnen drang der Gletscher ins Taubenloch ein. Die dadurch bedingte Ausstülpung des Eises bewirkte eine Störung der Ufermoräne im Sinne einer merklichen Gefällsverschärfung. Das Plateau ob Leubringen, das sich über Maison blanche fortsetzt, weist zwischen 720 und 730 m noch zwei weitere Moränenhügel auf. Ausserdem erreicht in dieser Höhe die Grundmoränendecke eine bedeutende Mächtigkeit. Die Aushebungsarbeiten für das neue Kindersanatorium förderten deren Material in Form von Sand, Kies und grossen Kalk- und Granitblöcken reichlich zu Tage. Vorherrschend ist in dieser Akkumulationsdecke natürlich die lokale Gesteinsart, der Jurakalk.

Den Vorbergmoränengürtel nach Nordosten verfolgend, entdeckten wir seine Spuren an der von Pieterlen nach Romont führenden Strasse wieder. Da wo letztere unterhalb Derrière Mahlé ihre dritte Windung bildet, schneidet sie zwischen 620 und 640 m ungeschichtete Glacialschotter an. Das Material entspricht demjenigen der Vorbergmoränen. Ueber Höhenlage und Verlauf des nämlichen Moränengürtels orientieren uns nordöstlich dieses Aufschlusses die Punkte 624 bei Allerheiligen, 615 im Wald « In der Dählen, » 590 bei Lochsäge und ein kurzer, aufgeschlossener Wall, der am Ostrand des Waldes « Alte Allmend » noch die Höhenlage von 590 m erreicht. Mehrere Aufschlüsse gestatten auf dieser Strecke einen Einblick in den Aufbau der Moräne, sowie in Beschaffenheit und Zusammesetzung ihres Materials. Zwei solche befinden sich bei Allerheiligen westlich der Kapelle, ein weiterer in der Mulde nördlich derselben ; der bedeutendste wird bei Lochsäge auf Kies ausgebeutet. In sämtlichen Aufschlüssen beobachten wir 90 und mehr Prozent Jurakalk, vermengt mit alpinen Gesteinsarten. Der grössere Teil des Materials ist nuss- bis faustgross, gerundet und gewaschen. Gekritzte Alpenkalke sind überall vorhanden. In und auf den Wällen liegen grössere Granit- und Kalkblöcke vor. Solche finden wir namentlich in der Umgebung von Allerheiligen.

Nun haben wir am Bözingenberg auf etwa 40 m tiefer

liegende Schotter hingewiesen, die wir in Berücksichtigung ihrer Beschaffenheit und ihrer Höhenlage als zum Vorbergmoränengürtel gehörend betrachteten. Dieses Verhältnis stellt sich auch in der Höhe von Leubringen wieder ein. Der tiefern Lage des Gürtels gehören die Glacialschotter an, die anlässlich der Erstellung einer Wasserleitung nordöstlich des Dorfes zwischen 680 und 690 m in reichem Masse gehoben worden sind. In der nämlichen Höhe finden wir einen weitern Aufschluss am Fussweg, der westlich von Leubringen über P. 726 nach dem Wald hinunter führt. Noch bestimmter tritt das Verhältnis zwischen tiefer und höher liegenden Schottern des Vorbergmoränengürtels oberhalb Grenchen zu Tage. Hier stellen sich auch im untern Niveau deutlich entwickelte Wälle ein. Zunächst sind solche in der Umgebung des Gehöftes Gespenhof aufgeschlossen und zwar westlich desselben in 560 m und östlich davon, an der Strasse nach der Schmelze, in 550 m. Nun zieht sich der Wall in annähernd gleichem Niveau und in Form kleiner Hügel über Weckerhof bis Schönegg hin. Das ihn aufbauende Material stimmt mit demjenigen des höher liegenden Walles vollständig überein. Wenn gelegentlich in den untern Lagen des tiefer liegenden Walles die alpinen Gesteine etwas reichlicher auftreten, so lässt sich diese Erscheinung auf eine stärkere Vermischung mit Grundmoräne zurückführen. Diese enthält in der Tat mehr solches Material. Wir können uns davon in den Steinbrüchen am Waldweg nördlich von Allerheiligen überzeugen, wo die Grundmoräne im Hängenden der Portlandbänke vorliegt.

Die Büttibodenmoräne.

Die Moräne auf dem Büttiboden gehört einer Ufermoräne an, die wir am leichtesten von dem oberhalb Twann gelegenen Bergdorfe Gaicht aus verfolgen können. Anlässlich einer Strassenverbesserung wurden am Waldrande nordöstlich des Dorfes kleine Moränenhügel in 710 m aufgeschlossen. Ihr Material entspricht in seiner Zusammensetzung demjenigen, das am Bözingenberg die Büttibodenmoräne aufbaut. Die Gerade Gaicht-Büttiboden besitzt ein Gefälle von 10 ‰. In dieses Niveau fallen sowohl kurze Wallmoränen, als auffällige Blockgruppen und Blocklinien. Der Moräne begegnen wir zunächst bei Gehöft Nidauberg wieder, woselbst sie durch einen neuen Waldweg in 670 m angeschnitten wird. Unter dem teils eckigen, teils gerundeten Material, in eine sand-

reiche Grundmasse eingelagert, machen sich grössere Blöcke aus Granit, aus Alpen- und Jurakalk bemerkbar. Etwa 10 m tiefer gelegen, bemerken wir im Walde eine grössere Anzahl Findlinge. Einen weitern Aufschluss finden wir bei P. 651 an der Magglingenbahn. Hier wurde vormals Moränenmaterial zur Beschotterung der Strasse ausgehoben. Nordöstlich der Bahnanlage überraschen uns zwischen 640 und 645 m zahlreiche erratische Blöcke. Auf kurzer Strecke lassen sich einige Dutzend solcher feststellen. Unter ihnen befinden sich erhaltungswürdige Exemplare von ganz respektablem Volumen. Wiederum ist die Moräne oberhalb Beaumont am Wege nach Leubringen in 615 m aufgeschlossen. Doch steigt sie hier, nicht aufgeschlossen, zur Höhe von 625 m an, wovon wir uns an einem höher gelegenen Waldweg leicht überzeugen können. Die in tieferer Lage erbauten Villen stehen schon auf einer etwa 3 m mächtigen Decke von Grundmoräne, in deren Liegendem an einem neuen Wegeinschnitt eine prachtvoll gekritzte Portlandbank zum Vorschein kam. Die Kritze verlaufen entsprechend der Bewegungsrichtung des Gletschers von SW nach NO. Die Grundmoräne besteht aus wasserführenden Lehmschichten, aus Kies, aus Sand und grossen Blöcken. Die alpinen Gesteinsarten sind reichlicher vorhanden als in der höher gelegenen Ufermoräne, deren weitere Spuren uns durch den Mahlenwald nach dem Bözingenberg zu der Büttibodenmoräne in 610 m hinüberleiten. Nun kann letztere auch nach NO hin verfolgt werden. Zunächst setzen zwar ihre Schotter am steilen Gehänge des Bözingenberges aus. Erst an der von Pieterlen nach Romont führenden Strasse können sie mit Sicherheit wieder nachgewiesen werden. Zwischen der ersten und zweiten Windung derselben werden in 545 m glaciale Schotter angeschnitten. Der Aufschluss hat eine Mächtigkeit von 7 m. Im Hängenden desselben bemerken wir 2 m eckigen, nuss- bis faustgrossen, teilweise verkitteten Gehängeschutt. Darunter liegt die sandig-lehmige Moräne mit gerundeten Jura- und Alpenkalken, mit Granit- und Quarzitgeröllen. Mittelgrosse Kalk-, Granit- und Gneissblöcke liegen am Fusse des Aufschlusses. Viele Alpenkalke sind deutlich gekritzt. Das Material entspricht seiner Zusammensetzung nach demjenigen der Büttibodenmoräne. Als weiteres Glied dieser Ufermoräne stellt sich zwischen Lengnau und Grenchen der Grienberg ein, ein typischer Moränenwall auf anstehender unterer Süsswassermolasse. Er zieht sich über die Punkte 506 und 507 hin. Zwischen ihn und die auslaufende Falte des Bözingenberges legt sich eine ausgesprochene Gla-

cialmulde mit Torflagern und erratischen Blöcken. Eine feine Uferlinie markiert die letzte von Lengnau her durch die Mulde vordringende Gletscherzunge. Die Grienbergmoräne biegt bei Bachtalen, einem Seitental entsprechend, nach N aus. Wir können sie an Hand schöner Aufschlüsse über P. 503 nach P. 510 verfolgen. Von hier aus zieht sie sich als 500 m langer Wall bis an die Dorfstrasse von Grenchen. Damit haben wir auch diese Ufermoräne bis an den Westrand des Bergsturzkegels von Bettlach heran geführt.

Die Hinterriedmoräne.

Schotter und zahlreiche Blöcke ob den Hinterriedreben deuten uns am Bözingenberg eine tiefstliegende Ufermoräne an. Die Untersuchung derselben führt uns nochmals nach Gaicht zurück. Unterhalb des Dorfes zieht sich von Windsäge über Picardsacker in 665 m eine Blocklinie hin, auf die bereits E. Baumberger aufmerksam macht [1]. Der nämliche Autor verzeichnet auf seiner Karte auch die Blockgruppe bei « Tüscherzberg » in 620 m. Folgen wir von hier aus dem nach Vingelz führenden Waldweg, so beobachten wir zu beiden Seiten desselben nicht nur grosse Findlinge, sondern unterhalb Gehöft Nidauberg zwischen 600 und 610 m auch die Ufermoräne in Form kleiner Hügel. Später begegnen wir ihr südwestlich des Aussichtspunktes Hohfluh in 580 m wieder, während sich nordöstlich desselben zwischen 560 und 580 m eine grosse Zahl Gneiss- und Granitblöcke bis zum Waldweg bei Ob.-Tschäris feststellen lässt. Hier geht die Blocklinie in 565 m wieder in wallförmig gelagerte Ufermoräne über. Sie ist an der Strasse aufgeschlossen und kann auf eine Strecke von 2 bis 300 m deutlich beobachtet werden. Zahlreiche Blöcke sind dem etwa 5 m mächtigen Walle, der durch fliessendes Wasser stark zergliedert worden ist, aufgesetzt. Auf diese untere Block- und Moränenlinie stossen wir auch bei Lussberg und oberhalb der Gehöfte Falbringen und Ried, wo der neue Weg einen kurzen Wall in 560 m durchschneidet. Im nämlichen Niveau deutet das Siegfriedblatt 124 am Schluchteingang eine Blockgruppe an, in deren Nähe sich zwei Steinbrüche befinden. Daselbst bemerken wir im Hängenden der Portlandbänke die Moräne wieder, die hier in die Schlucht einbiegt. Sie führt viel alpine Geschiebe nebst grossen Granitblöcken. Etwa 400 m nordöstlich dieses

[1] A. Baumberger, *Ueber die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees*, S. 10.

Punktes liegt die schon mehrfach erwähnte Blockgruppe auf dem untern Bözingenberg in 550 m.

Diese tiefliegende Ufermoräne weiter verfolgend, stossen wir bei Gehöft Bifang südwestlich von Pieterlen in 520 m auf kurze Hügelzüge, die der steilen Gebirgsflanke nicht wie Gehängeschutt anliegen, sondern durch flache Mulden von ihr getrennt sind. Ein solcher ist bei Schloss Wildermett im nämlichen Niveau aufgeschlossen. Das gerollte Material ist mittel- bis kopfgross und ungeschichtet. Die alpinen Gesteinsarten treten dem Jurakalk gegenüber zurück. Immerhin sind sie reichlicher vorhanden, als in den höher gelegenen Moränen, und im Aufschlusse selbst bemerken wir grössere Granit- und Alpenkalkblöcke. In dieser Ufermoräne befindet sich auch der mächtige Aufschluss oberhalb der Kirche von Pieterlen in 510 m. Grosse, eckige Portlandblöcke, die in demselben zu Tage treten, müssen allerdings auf einen lokalen Felssturz zurückgeführt werden. Im übrigen kann am Vorhandensein der Moräne nicht gezweifelt werden. Dem nächstfolgenden Aufschluss begegnen wir nordöstlich der Kirche bei P. 494. Er befindet sich in der ersten Windung der nach Romont führenden Strasse zwischen 500 und 510 m. Etwas tiefer liegen die als Teufelsbürden bekannten erratischen Blöcke in den Reben ob Lengnau. Sie leiten zu dem verflachten Walle über, welcher, der Grienbergmoräne vorgelagert, durch die Punkte 488 und 485 markiert wird. Dieser bricht bei Bachtalen ab, setzt aber jenseits des Baches bei Unter-Däderiz wieder ein, von wo aus er über P. 481 bis in die Ortschaft Grenchen verfolgt werden kann. Damit haben wir auch unsere tiefstliegende Ufermoräne von Twann aus bis an den grossen Schuttkegel von Bettlach verfolgt. Mit den Moränen und den glacialen Schottern von Grenchen aber werden wir uns in einem späteren Abschnitt noch zu befassen haben.

Nachstehende Zusammenstellungen sollen Verlauf, Höhenlage und Gefälle der Ufermoränen zwischen der Twannbachschlucht und dem Schuttkegel von Bettlach veranschaulichen.

1. Die Oberbergmoräne.

a) Obere Lage.

Ort	Höhe	Entfernung	Gefälle
Twannberg	973 m.	20 km.	11 ‰
Magglingen	935		
Oberberg	920		
Romont	840		
Burghof	750		

b) Untere Lage.

Ort	Höhe	Entfernung	Gefäll
Les Jambes de Bois	860 m.	16 km.	12 ‰
Romont	760		
Ittenberg	730		
Im Bann	700		
Burghof	660		

2. **Die Vorbergmoräne.**

a) Obere Lage.

Maison blanche	730 m.	14 km.	10 ‰
Lissersbrunnen	710		
Vorberg	690		
Weg Pieterlen-Romont	640		
Allerheiligen	620		
Lochsäge	590		
Alte Allmend	590		

b) Untere Lage.

Leubringen	680 m.	13 km.	10 ‰
Vorberg	650		
Gespermoos	560		
Schönegg	550		

3. **Büttibodenmoräne.**

Gaicht	710 m.	19 km.	10,5 ‰
Nidauberg	670		
Station Hohfluh	650		
Beaumont	625		
Bözingenberg	610		
Weg Pieterlen-Romont	550		
Grienberg	507		
Grenchen (Unt.-Däderiz)	510		

4. **Hinterriedmoräne.**

Gaicht (Picardsacker. Blöcke)	665 m.	18 km.	10,2 ‰
Tüscherzberg (Blöcke)	620		
Ob Vingelz	610		
Hohfluh	580		
Ob Tschäris	565		
Lussberg	560		
Bözingenberg (Blöcke)	550		
Bifang	520		
Pieterlen. Kirche	510		
Weg Pieterlen-Romont	500		
Grienberg	485		
Unt.-Däderiz	481		

Zusammenfassung.

1. Den vier Moränendepot am Südwestabhang des Bözingenberges entsprechen eben so viele Ufermoränen, die sich zwischen Twann und Bettlach an den Südostabhängen der See- und der Weissensteinkette hinziehen.

2. Die beiden höher gelegenen Ufermoränen sind als Moränengürtel aufzufassen, begrenzt durch höher und tiefer liegende Wälle; die beiden untern Ufermoränen dagegen verlaufen als einfache Moränenzüge.

3. Sämtliche Ufermoränen sind typische Blockmoränen. Das eckige Material tritt dem gerollten und geschobenen gegenüber stark zurück. Die Wälle sind oft stark terrassiert, besonders da, wo sie sich an sehr steilen Abhängen oder an deren Fusse hinziehen.

4. Wo das lockere Material der Ufermoräne durch fliessendes Wasser verschleppt worden ist, sind mancherorts Blockgruppen und Blocklinien zurückgeblieben.

5. Der Jurakalk bildet in allen Höhenlagen den Hauptbestandteil der Ufermoränen. Das alpine Material, hauptsächlich der Grundmoräne entstammend, ist in den tiefer liegenden Wällen reichlicher vorhanden als in den höher gelegenen. Es nimmt in dem Masse zu, als sich die Ufermoräne der Talsohle und gleichzeitig ihrer Endmoräne nähert.

6. Das mittlere Gefälle sämtlicher Ufermoränen liegt auf der untersuchten Strecke zwischen 10 und 12‰. Südwestlich der Schüssschlucht steht es unter, nordöstlich derselben über diesem Mittelwert. Wo sich jedoch zwischen Pieterlen und Grenchen die beiden untern Ufermoränen der Talsohle nähern, nimmt es bedeutend ab. Die Untersuchung auf kürzern Teilstrecken macht uns mit lokalen Störungen des Gefälles und der Richtung bekannt. Solche treten ein, wo sich die Moränen von Magglingen ins Orvintal hinüber ziehen, wo sich die tiefer liegenden Moränen in die Schüssschlucht einstülpen und wo bei Romont die Seekette unter das Niveau der maximalen Gletscheroberfläche sinkt.

III. Das ältere Quartär ob Magglingen.

Zwischen den Twannberg- und den Magglingenmoränen überragte die Seekette den würmeiszeitlichen Rhonegletscher zur Zeit seiner maximalen Entwicklung. Im Bereiche dieses einstigen Nunatakers kann nur älteres, vorzüglich der Riss-

eiszeit angehörendes Quartär vorliegen. Von P. 965 auf den Prés du Tabac zieht sich ein flacher, fast schildförmiger Schotterabsatz in nördlicher Richtung bis an den obern Waldweg im Forêt de la Marille. Hier finden wir in 650 m einen kleinen Aufschluss. In dem stark verwitterten, erdigen Material, das beinahe aus lauter Jurakalk besteht, beobachten wir nur wenige, bis faustgrosse, gerollte Urgesteine. Grosse kristalline Blöcke können weder auf dem Walle, noch im Aufschlusse bemerkt werden. Alpenkalk scheint ganz zu fehlen. Sämtliche kristalline Gerölle zeigen eine braune Verwitterungskruste.

Folgen wir nun dem Waldweg in südwestlicher Richtung, so stossen wir nördlich Gehöft Pré Perret zwischen 950 und 960 m auf einen ähnlichen kurzen Wall. Das auf seinem Rücken zu Tage tretende Geröll wurde am Waldweg aufgehäuft. Wir beobachten darunter viele gerollte, kopfgrosse Quarzite, Granite, Gneisse, alle mit brauner Verwitterungskruste, einzelne im Zustand starker Zersetzung. Alpenkalk kann auch hier nicht festgestellt werden. Dieser Wall liegt in der von S nach N über Pré Perret streichenden Mulde.

Steigen wir von hier aus nach Gehöft Hohmatt hinauf, so betreten wir südlich desselben ein neues Aufforstungsgebiet. Bei den Aushebungen treten in 1050 m ziemlich viele kopfgrosse kristalline Gerölle zu Tage, unter welchen die Quarzite wiederum vorherrschen, während Alpenkalk auch hier zu fehlen scheint. Ein weiterer Aufschluss in älterem Quartär ist am Ende der neuen Bergstrasse zu beobachten, die von Gehöft Nidauberg durch den Nidau-Tüscherzbergwald nach den Studmatten führt. Er befindet sich in 1010 m, also über dem Niveau der Jungmoränen. In jurassischem Material stecken viele stark verwitterte Quarzite.

Die auffällig verflachte Form der erwähnten Aufschüttungen, ihre erdige Grundmasse, die braune Verwitterungskruste der Gerölle, das gänzliche Fehlen eckiger, frischer grosser Granitblöcke, die für die tiefer liegenden Jungmoränen so charakteristisch sind und endlich die Höhenlage haben uns überzeugt, dass es sich hier nur um älteres Quartär, um solches der Risseiszeit handeln kann. Die Richtung, in der sich die flachen Aufschüttungen hinziehen und die Mulde, die wir über Pré Perret verfolgen können, lassen vermuten, dass der Rhonegletscher der vorletzten Eiszeit schon in dieser Höhenlage ins Orvintal abfloss.

IV. Das Vordringen des Rhonegletschers ins Schüsstal und dessen Nebentäler.

Die Schluchten von Bözingen und Reuchenette gestatteten dem wachsenden Rhonegletscher in der letzten Eiszeit schon frühzeitig ein Eindringen ins Tal der Schüss und dessen Nebentäler. Als später der Eisstrom seine maximale Entwicklung erreichte, überflutete er zwischen Magglingen und dem Südwestende des Bözingenberges auch die hier stark eingesunkene Seekette. ROLLIERS Annahme, die Eismassen seien nur bis Rondchâtel vorgedrungen, würde für die seitliche Ausstülpung des Gletschers das unwahrscheinliche Gefälle von 188 ‰ ergeben[1]. Nach BRÜCKNER und du PASQUIER drang die Eiszunge mit einem Gefälle von 25 ‰ bis Sonceboz vor, daselbst durch mächtige, südlich vom Bahnhof aufgeschüttete Moränen das St. Imertal absperrend [2]. Diese Annahme entspricht den Höhenverhältnissen des eiszeitlichen Gletschers am Eingang des Schüsstales bei Bözingen besser. Die von ROLLIER bei Rondchâtel verzeichnete Moräne kann nur eine Rückzugsmoräne sein. Der Rhonegletscher muss bei seinem Vorstoss ins Tal der Schüss auch in dessen Nebentäler eingedrungen sein. Das Tal von Pery ist in der Tat stark verschottert. Allein mangels genügender Aufschlüsse kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden, wo glaciale Ablagerungen und wo nur gewöhnlicher Gehängeschutt vorliegt. Immerhin dürfen die drei Granitblöcke in der Nähe des Gehöftes aux Deutes in der letzten Eiszeit durch Rhonegletschereis verfrachtet worden sein.

Das Quartär des Orvintales.

Noch mächtiger sind die Schottermassen, die im Orvintal aufgeschüttet worden sind. Zuerst von ROLLIER als glaciale Ablagerungen erkannt und kartiert, weist auch BAUMBERGER [3] auf dieselben hin, indem er mit Recht vermerkt, die alpinen Geschiebe in diesem Tale seien identisch mit denjenigen auf dem Plateau von Diesse. Der Rhonegletscher ist in der Tat nicht nur von Friedliswart aus ins Orvintal eingedrungen, sondern auch von SW her durch das Jorattal. Die Möglich-

[1] ROLLIER, *Arch. d. sc. phys. et nat.* XII 1900.
[2] BRÜCKNER, *Die Alpen im Eiszeitalter.* S. 552.
[3] BAUMBERGER, *Ueber die geologischen Verhältnisse am linken Ufer des Bielersees,* S. 10.

keit eines solchen Eindringens ergibt sich ohne weiters schon aus der Höhenlage der Bergmoränen auf dem Twannberg. Diese befinden sich in 973 m. Die Sohle des Jorattales kulminiert bei la Tuilerie in 897 m und bleibt somit um einen Mindestwert von 76 m unter der Oberfläche des Gletschers zur Zeit seiner Maximalentwicklung zurück.

Die Quartärverhältnisse des Jorat-Orvintales lassen sich am leichtesten vom Plateau von Diesse aus verfolgen. Von SW her in die enge Mulde eintretend, fällt uns eine Moräne auf, die in schönem Bogen das Gehöft la Praiz umschlingt. Oberhalb des genannten Gehöftes, sowie bei P. 880 nördlich der Strasse gestatten Aufschlüsse die Untersuchung des Materials. Dasselbe setzt sich aus Jurakalk, Molasse, Alpenkalk und kristallinischen Gesteinsarten zusammen. Kleinere Blöcke lassen sich vielfach nachweisen. Eckige, mittelgrosse Granite sind der Moräne aufgesetzt. Gekritzte Geschiebe sind ebenfalls vorhanden. Die Moräne von la Praiz liegt zwischen 880 und 890 m. Ihre Höhenlage bleibt somit um zirka 80 m unter derjenigen der etwa 1 km südöstlich gelegenen Twannbergmoränen zurück. Das ist der nämliche Höhenunterschied, den wir zwischen der Moräne von les Jambes de Bois und den höher gelegenen Moränen von Magglingen feststellen konnten. Die Moräne von la Praiz muss somit derjenigen von les Jambes de Bois synchron sein. Sie markiert wie diese das untere Niveau des Oberbergmoränengürtels und wurde aufgeschüttet, als sich der Rhonegletscher nach seinem maximalen Stande in der Würmeiszeit schon wieder aus dem Jorattale zurückgezogen hatte.

Folgen wir nun der Strasse dieses Tales nach der alten Ziegelei, so können wir rechter Hand auf aufgeschürfter unterer Süsswassermolasse ein Haufwerk von Jurakalkblöcken und Schottern beobachten. 1 km unterhalb der Ziegelei sperren diese Schotter in Form eines kurzen, nicht gerade mächtigen Walles die schmale Talsohle ab. Der Wall wird von der Strasse durchschnitten. Im Einschnitt erkennen wir typisches Rhonegletschererratikum: Granit, Gneiss, Gabbro, Quarzit, teils eckig, teils gerundet. Hier liegt eine schwache Rückzugsmoräne der Gletscherzunge vor, ein direkter Beweis, dass der Rhonegletscher in der Würmeiszeit durch das Jorattal ins Orvintal eindrang. Weitere Rückzugsmoränen finden wir nahe am Ausgang des engen Tälchens. Sie liegen auf dem Kreiderelikt, das in dieser Mulde bis heute den abtragenden Naturkräften erfolgreichen Widerstand geleistet hat. Links der Strasse beobachten wir zwei hintereinander

liegende Wälle in ausgesprochener Bogenform. Ein den äussern ergänzendes Bogenstück ist auf der rechten Talseite deutlich erkennbar. Auch diese Moränen sind an der Strasse aufgeschlossen. Ausser Jurakalk und Molasse schliessen sie charakteristisches Rhoneerratikum ein. Granit und Gneiss liegen in grossen Blöcken vor. Die Moräne ist in 830 m aufgeschüttet worden.

Damit sind wir im obersten Teil des Orvintales angekommen. Zum bessern Verständnis der keineswegs einfachen Quartärverhältnisse dieses Tales diene zunächst ein orientierender Ueberblick über die verschiedenartigen Schottervorkommnisse desselben.

Dem Nordosteingang des Jorattales unmittelbar vorgelagert, erhebt sich bei P. 838 ein mächtiger Schotterkegel. Er ist stark terrassiert, zeigt ein schwaches nach NO gerichtetes Gefälle und bricht in einer 40—50 m mächtigen Stufe nach dem Orvintal ab. Seine Schotternatur erkennen wir aus dem Geröll, das beim Abstieg über P. 829 reichlich zu Tage tritt. Es ist ein Gemenge aus Jurakalk und alpinen Gesteinsarten. Diesem Schotterkegel selbst ist eine kurze, hufeisenförmig gebogene Wallmoräne aufgesetzt, die sich südlich des P. 838, allmählich auf 850 m ansteigend, dem Gehänge der Seekette anschmiegt.

Von hier aus den oberen Teil des Orvintales überblickend, fallen uns zwei Hügelzüge auf, die sich über les Vernes und les Envers in der Richtung der Talachse hinziehen und drei flache, gleichlaufende Mulden von einander trennen. Die nördliche derselben wird heute durch den Hauptbach des Tales entwässert; die mittlere ist ein Trockental, während in der südlichen, die ein kleines Torfmoor birgt, wieder ein Bach entspringt. Die beiden Hügel kulminieren in 750 und 758 m. Zwischen ihnen und dem Fusse des grossen Schotterkegels breiten sich bei Charjus und le Jorat talwärts fallende und vielfach aufgeschlossene Schotterfelder aus, die durch die Punkte 778, 756, 755 und 749 markiert werden. Die genetische Zusammengehörigkeit dieser Schotterfelder und der aus ihnen herauswachsenden Anhöhen von les Vernes und les Envers geht sowohl aus ihrer Höhenlage und ihrem Gefälle, als aus dem übereinstimmenden petrographischen Charakter ihres Schottermaterials mit aller Deutlichkeit hervor. Nördlich der Kirche von Orvin setzt im mittleren Talabschnitt das zweite, tiefer liegende Schotterfeld von longs champs ein. Es hat eine mittlere Höhenlage von 650 m, liegt also etwa 100 m tiefer als die erwähnten Schotter im oberen Tal-

abschnitt und erstreckt sich, durch die beiden Bäche in zwei Felder zerschnitten, bis zum Gehöft Scierie. Hier fällt es in einer bogenförmigen, talwärts offenen Stufe ab, so dass der untere Talabschnitt, dessen Sohle mit grossen erratischen Blöcken belegt ist, ganz den Eindruck eines kleinen Zungenbeckens erweckt.

Unsere Orientierung über die Quartärablagerungen im Orvintal wäre unvollständig, wenn wir nicht noch auf die mächtigen Schotterablagerungen am südlichen Talabhang hinweisen würden. Diese werden verschiedenerorts durch den Waldweg aufgeschlossen, der sich fast durchwegs in der Höhe des untern Waldsaumes dem ganzen Talabhang nachzieht. Mächtige Aufschlüsse lassen sich besonders südlich des Gehöftes la Vauchée beobachten, sodann in der Umgebung des Punktes 711 an der Leubringen-Orvinstrasse und wiederum unterhalb Friedliswartseite und Friedliswartecke.

Basierend auf die genaue Untersuchung dieser verschiedenen Schotterablagerungen, sollen die Vereisungs- und Akkumulationsvorgänge im Orvintal während der letzten Eiszeit enträtselt werden. Das Vordringen einer Eiszunge durch das Jorattal ist bereits festgestellt worden. Dieser Zunge gehört jene hufeisenförmig gebogene Moräne an, die bei P. 838 dem grossen Schotterkegel im obersten Teil des Tales aufgesetzt ist. Sie ist die Endmoräne dieses Eisstromes und wurde zur Zeit der maximalen Vereisung aufgeschüttet. Der genannte Schotterkegel selbst liegt da, wo der Gletscherarm des Jorattales und die von Friedliswart her talaufwärts vorrückende Gletscherzunge aufeinander stiessen. Wir betrachten ihn als eine Kombination der Endmoränen beider, wobei allerdings die Akkumulationsarbeit des vom Plateau von Diesse her eindringenden Eises die ausgiebigere gewesen sein muss. Die von Friedliswart her anrückende Eiszunge musste mehr die Wirkung eines Stauwehres ausgeübt haben, unter der die auffällige Terrassierung des Schotterkegels erfolgte. Der Stufenabfall des letztern lässt am Vorhandensein einer vorgelagerten stauenden Eismasse keinen Zweifel aufkommen.

Nach dem Maximum der Würmeiszeit setzte der Gletscherrückzug ein. Die Friedliswartzunge zog sich in ein 70—80 m tieferes Niveau zurück. Dieses entspricht, wie wir später nachweisen werden, dem untern Niveau der Oberbergmoränen. Mit dem Gletscherrückzug löste sich aber auch die Stauwirkung. Aus dem Jorattal flossen kräftige Gletscherwasser ab. Diese durchbrachen den grossen Schotterkegel auf der linken Talseite und bauten aus dem verschwemmten

Material das 50—60 m tiefer liegende Schotterfeld auf. Die Friedliswartzunge teilte sich, den drei heutigen Glacialmulden entsprechend, in drei Lappen. Zwischen diesen Lappen drang der glaciale Schuttkegel vor, hier die Hügel von les Vernes und les Envers aufschüttend. Die ausgeprägte Deltastruktur des letztern können wir in einem neuen Aufschluss in der Nähe des Punktes 724 oberhalb der Kirche von Orvin sehr deutlich verfolgen. Feine Sand- und Geröllschichten fallen in ungemein regelmässiger Lagerung unter einem Winkel von 30° talwärts. Das durchwegs gerollte Material besteht hauptsächlich aus Jurakalk. Alpenkalk ist selten; kristalline Gesteine sind reichlicher vorhanden. An deutlich gekritzten Kalken konnte ich ein einziges Stück feststellen. Es verrät uns wohl die Nähe des Gletschers; dagegen bestimmt es keineswegs den Moränencharakter des Hügels. Die Anhöhen von les Vernes und les Envers sind mit den ihnen vorgelagerten Schottern als glacialer Schuttkegel zu betrachten, der nach dem Maximum der Würmeiszeit bei einem etwas niedrigeren Gletscherstande von Schmelzwassern aufgeschüttet und von der von Friedliswart her eingedrungenen Gletscherzunge gestaut wurde.

Als analoge Akkumalationsform ist das Schotterfeld von longs champs unterhalb der Kirche von Orvin aufzufassen. Es liegt 80—100 m tiefer als die Schotter im oberen Talabschnitt. Seine oberhalb Gehöft Scierie in einem schönen Bogen verlaufende Stufe verrät mit aller Deutlichkeit die Lage einer eiszeitlichen Gletscherzunge, die auf den wachsenden Schotterkegel eine Stauwirkung ausübte. Der Rand der Stufe fällt mit Kurve 640 zusammen. Daraus erkennen wir die Höhenlage des Gletscherlappens. Sie weist auf die Vorbergmoräne hin. Der gestaute Schuttkegel zieht sich als schmale Terrasse noch einige 100 m dem rechten Talabhang nach. Er wird nordöstlich P. 645 vom Waldweg in 640 m aufgeschlossen.

Die zur Zeit des Vorbergstadiums noch den untern Abschnitt des Orvintales behauptende Gletscherzunge hat aber auch Endmoränen hinterlassen. In schönem Bogen, der hufeisenförmig verlaufenden Stufe des Schotterkegels angelehnt, zieht sich eine solche in 615 m oberhalb des Gehöftes bei P. 608 hin. In einem Aufschlusse beobachten wir Jurakalk, gekritzte Alpenkalke, kristalline Gerölle und grössere Granit- und Gneissblöcke. Das Material ist ungeschichtet, die Grundmasse sandig-lehmig. Diese Endmoräne geht am Südabhang des Tales rasch in ihre Ufermoräne über, die in nordöstlicher, also in einer dem heutigen Gefälle der Talsohle entgegenge-

setzten Richtung ansteigt, bis sie die Höhe des Waldweges erreicht. In ihrer Gefällsrichtung verrät die Ufermoräne den durch die Schlucht eindringenden Gletscherlappen. Längs des Waldweges ist sie vielfach aufgeschlossen. In den mächtigen Aufschlüssen beobachten wir vollständig ungeschichtetes Material. Der Jurakalk tritt stark zurück. Die alpinen Gesteine sind auffallend zahlreich. Eckige Blöcke, der kristallinischen Gesteinszone der Walliseralpen entstammend, erscheinen in grosser Zahl und in beträchtlichem Volumen. Gekritzte Alpenkalke liegen überall vor. Die Moräne steigt auf 640 m an und kann bis nahe an den von Lissensbrunnen nach Friedliswart führenden Fussweg verfolgt werden. Nun lässt sich oberhalb Gehöft Scierie noch eine zweite, etwas tiefer liegende Endmoräne nachweisen. Auch diese wendet sich nach NO, am Waldsaum östlich P. 608 in die zugehörige Ufermoräne übergehend. Sie klettert in deutlicher Wallform den südlichen Talabhang hinan. Am untern Waldweg ist sie aufgeschlossen. Auf ihrem Rücken liegen mehrere erratische Blöcke, unter ihnen der grösste, den ich im ganzen Tale beobachten konnte, ein typischer Montblancgranit von zirka 40 m^3 Inhalt.

Ihrer Höhenlage nach entsprechen aber den beschriebenen End- und Ufermoränen auch die Rückzugsmoräne von Rondchâtel und Moränen an der Strasse nach Vauffelin bei zirka 660 m. Sie gehören ebenfalls dem Vorbergmoränengürtel an. Bei P. 535 stehen wir im Talkessel von Friedliswart. Am südlichen Talabhang ziehen sich zwischen 570 und 540 m weitere Ufermoränen hin. Ihre Wallform ist deutlich erhalten, ihr Blockreichtum geradezu auffällig. Im Strassenwinkel bei P. 535 können wohl 40—50 mittelgrosse bis grosse Blöcke nachgezählt werden. Diese Moränen greifen nicht weit ins Orvintal ein. Ihr Gefälle spricht für eine kurze Gletscherzunge und ihre Höhenlage für die Rückzugsstadien der Büttiboden- und der Hinterriedmoränen. So markieren sich die vier Gletscherstadien, die wir in den Ufermoränen an den Südostflanken der Seekette erkannten, auch im Orvintal, teils in Form von End- und Ufermoränen, teils in glacialen Schuttkegeln.

Nun gab es in der Würmeiszeit noch ein drittes Tor für die ins Orvintal eindringenden Eismassen. Nicht nur durch das Jorattal und das Taubenloch brachen sie herein, sondern auch über die Anhöhe von Leubringen. In der Nähe des P. 711 an der Leubringen-Orvinstrasse werden in verschiedenen Kiesgruben Schotter ausgebeutet. Der mächtigste Aufschluss liegt westlich der Strasse in 745 m. In der zirka 8 m

hohen Schotterwand bemerken wir Sand- und Kiesbänder in deutlicher, talwärts fallender Uebergussschichtung. Die alpinen Gesteinsarten treten stark zurück. Vereinzelte Alpenkalke sind gekritzt. Grosse Blöcke fehlen. Eine zweite Kiesgrube liegt am Waldsaum in der nämlichen Höhe. Hier ist die Wallform der Moräne deutlich erkennbar. Das nuss- bis faustgrosse Material ist in Schlammsand eingebettet. Schichtung scheint nicht vorhanden zu sein. Wir können gekritzte Alpen- und Jurakalke beobachten. Das gleiche Material findet sich endlich in einem weniger mächtigen Einschnitt des Waldweges östlich der Hauptstrasse.

Die Versuchung liegt nun nahe, diese Schotter mit denjenigen unterhalb Forêt de la Marille am nämlichen Talabhang einer Ufermoräne einzuverleiben. Allein bei einer nähern Untersuchung derselben in der Umgebung des P.711 erkennen wir vier Wälle, die einerseits talabwärts abbiegen, andererseits aber in südlicher Richtung den Abhang der Seekette hinansteigen. Zwischen den Wällen liegen schmale Mulden. Einer solchen folgt die neue Telephonleitung. Längs derselben bergan steigend, bemerken wir in der Mulde zahlreiche erratische Blöcke, während sich zu beiden Seiten flache Wallmoränen hinziehen. Sie führen hinauf auf die Anhöhe zwischen Leubringen und Magglingen und erweisen sich hier als die Fortsetzung der Moräne von les Jambes de Bois. Damit ist festgestellt, dass zur Zeit, als der Rhonegletscher das untere Niveau der Oberbergmoränen aufschüttete, Eismassen über die Anhöhe von la Combe westlich der Ortschaft Leubringen ins Orvintal abflossen. Die Kiesgruben an der Orvin-Leubringenstrasse ob P.711 erschliessen die zugehörigen Moränen in 740 m. In dieser Höhenlage muss das überfallende Eis auf die Oberfläche der Gletscherzunge von Friedliswart gestossen sein. In der nämlichen Höhenlage fanden wir aber auch den glacialen Schuttkegel im oberen Talabschnitt, den wir zeitlich dem untern Niveau der Oberbergmoränen gleichgesetzt haben, d. h. dem Niveau von les Jambes de Bois. Diese Tatsache erklärt uns verschiedene morphologische Erscheinungen im Ueberfallsgebiet. Wir verstehen jetzt die auffälligen Portlandrundhöcker nördlich Gehöft la Combe, die quer über den Scheitel der Falte ins Orvintal hinab führenden Erosionsrinnen und verschiedene Gletscherschliffe. Mit dem Gletscherrückzug auf das Niveau des Vorbergstadiums wurde das Ueberfliessen des Rhonegletschers ins Orvintal endgültig unterbrochen. Eine kurze, bogenförmige Moräne südlich des P. 761 erreichte bereits den Kulminationspunkt der Leubringen-Orvinstrasse nicht mehr.

Wenn aber in der Zeit, da der Gletscher schon seinen Rückzug angetreten hatte, Eismassen über die Anhöhe von la Combe ins Orvintal abflossen, wie viel mächtiger muss der Eisüberfall zur Zeit der maximalen Entwicklung des Rhonegletschers gewesen sein! Schon die Süd-Nordrichtung, in der die höchstgelegenen Moränen von Magglingen verlaufen, lässt auf einen solchen schliessen. Oestlich des P. 930 im Forêt de la Marille liegt der Schnittpunkt zweier sich kreuzender Waldwege. Einer derselben führt durch eine Mulde ins Orvintal hinab. Ihm folgend, bemerken wir zahlreiche erratische Blöcke und zu beiden Seiten der Rinne deutliche Moränenwälle. Sie führen an den Waldsaum hinunter und sind nichts anderes als die Fortsetzung der höher gelegenen Moränen von Magglingen. Während wir westlich des P. 930 kein frisches Erratikum mehr feststellen können, bemerken wir zwischen ihm und der erwähnten Strassenkreuzung weitere flache Rinnen und Schuttwälle mit erratischem Geröll und alpinen Blöcken. Sie führen ebenfalls nach der Glacialmulde von les Vernes, mehr und mehr verflachend und sich fächerartig nach Norden und Nordwesten ausbreitend. Durch den neuen Waldweg wird diese deltaartige und in steiler Stufe in die Glacialmulde vorspringende Schotterablagerung aufgeschlossen. Das Material ist gerollt. Eckige Stücke sind selten. Die Gerölle, lokaler und alpiner Herkunft, stecken in einer sandigen Grundmasse. Grosse Blöcke sind selten und meist nur im Hängenden zu beobachten. Dagegen bemerken wir gekritzte Alpenkalke. Diese Schotter sind zwischen 750 und 780 m aufgeschüttet worden. Sie bauen ein glaciales Delta auf, das in der Würmeiszeit während des höchsten Gletscherstandes durch die von Magglingen ins Orvintal abfliessenden Eismassen und deren Schmelzwasser in einem glacialen Stausee an der Spitze der von Friedliswart her vorstossenden Gletscherzunge aufgeschüttet worden sein dürfte.

Das Quartär des Vauffelintales.

Die geologische und deshalb auch die natürliche Fortsetzung des Jorat-Orvintales ist die Synklinale von Vauffelin. Ihre unter schwachem Gefälle nach NO geneigte Talsohle kulminiert oberhalb Friedliswart bei P. 715. Die Mächtigkeit des Rhonegletschers zur Zeit seiner maximalen Entwicklung, sowie die Vereisungsverhältnisse des Orvintales lassen die Vermutung aufkommen, ein Eisstrom müsse in der Würmeiszeit auch dieser Mulde gefolgt sein, um bei Romont wieder mit dem Hauptgletscher in Verbindung zu treten.

Bevor wir den P. 715 erreichen, wiederholen sich längs der nach Vauffelin führenden Strasse die Verhältnisse des Vorbergmoränengürtels, wie wir sie auf dem Bözingenberg kennen gelernt haben. Zwischen 640 und 650 m erkennen wir in einem Schotteraufschluss die untere und in einem weitern Aufschluss bei 690 m die obere Vorbergmoräne wieder. Der Gletscher erreichte also während dieses Stadiums den Kulminationspunkt der Vauffelintalsohle nicht mehr; er hat sich während der ersten Rückzugsphase endgültig aus dem Tale zurückgezogen.

Wir folgen nun der Vauffelinstrasse bis zu ihrem Kulminationspunkt an der Strassenkreuzung. Von hier aus können wir eine Seitenmoräne beobachten, die sich in 730 m am Waldrand des südlichen Talabhanges hinzieht. Unterhalb P. 724 biegt sie schwach um, hinter sich einen kleinen Sumpf abschliessend, aus dessen Moorgrund mehrere Findlinge, meist Granite, hervorragen. Noch bestimmter ist die Verbauung des Tales durch Moränen bei Fin de Praimin. Schon vor P. 718 zieht sich diesmal am linken Talabhang ein Moränenwall hin, welchem grosse, erratische Blöcke aufgesetzt sind. Der mächtigere, das Tal abschliessende Schotterwall liegt jedoch wieder auf der rechten Talseite. In schönem Bogen zieht er sich vom Waldsaum her nach P. 718 in den Talgrund hinunter. Er ist mit vielen mittelgrossen Kalkblöcken übersäet. Hinter dieser Barriere liegt ein typisches Zungenbecken mit Torflagern und grossen Findlingen.

Bedeutende Moränen wurden auch südlich der Ortschaft Vauffelin aufgeschüttet. Die Wälle ziehen sich oberhalb des Dorfes in 725, 740 und 750 m hin. Am Waldweg nach dem Forêt de l'Envers ist der höchstliegende Wall angeschnitten. In dem mächtigen Aufschluss ist fast lauter Jurakalk zu beobachten. Doch konnten wir auch einige kristalline Gerölle, einen mittelgrossen Granitblock und etliche gekritzte Alpenkalke auffinden. Das feine bis mittelgrosse Juramaterial ist eckig und kantenrund und kann nicht weit transportiert worden sein. Aehnliches Moränenmaterial finden wir auch an der nach Plagne führenden Strasse etwas unterhalb P. 767. Diesen Wällen, die das Tal von Vauffelin einst verbaut haben dürften, ist im NO bei Fin-dessous eine Schotterterrasse von nahezu einem Kilometer Länge vorgelagert. Ihr gerundetes Material, das Blöcke bis $^1/_2$ m^3 einschliesst, ist fast ausschliesslich lokaler Herkunft. Alpine Gerölle treten nur vereinzelt auf. Die Moränen und die Schotterterrasse von Vauffelin markieren hier ebenfalls ein Rückzugsstadium der in dieses Tal

vorgedrungenen Gletscherzunge. Diesem dürfte schliesslich noch die schwache Rückzugsmoräne nordöstlich P. 710 angehören, die ganz in der Talsohle liegt. Das gerundete Material ist teils alpin, teils jurassischen Ursprunges. Die Moräne trennt zwei versumpfte Zungenbecken, weitere Glieder einer ganzen Kette kleiner der Sohle des Vauffelintales eingestreuter Torfmoore und Sumpfwiesen. Aelter als die bis dahin verfolgten Moränen des Vauffelintales ist der Moränenwall, der sich am Waldsaum des südlichen Talabhanges in zirka 800 m hinzieht. Er leitet zu den schönen Endmoränen über, die im W des Dorfes Romont zwischen 790 und 810 m in deutlichen Bogen das Tal absperren. Der innere Wall setzt bei P. 812 ein und verläuft in schönem nach N gerichtetem Bogen bis zur Schlinge der nach Romont führenden Strasse. Der äussere Wall, parallel zum innern, schneidet die von la Joux her kommende Bözingenbergstrasse unmittelbar oberhalb der ersten Häuser des Dorfes. In einem Aufschluss beobachten wir hier eckiges und halbgerundetes, mittelgrosses bis blockartiges Material, das zu 95 % aus Jurakalk besteht. Der Rest ist Rhoneerratikum. Hinter diesen Wällen liegt ein flaches Becken in Portlandkalk mit Rundhöckerformen, vereinzelten Granitblöcken, einer nach NO verlaufenden Schmelzwasserrinne und einer kurzen Blockmoräne bei P. 773. Das Alter der Moränen ob Romont ergibt sich aus unsern früheren Feststellungen. Wir haben in der Moräne bei P. 837 westlich des Dorfes bereits das obere Niveau der Oberbergmoräne erkannt und in dem südlich der Ortschaft sich hinziehenden Walle das Niveau der Moräne von les Jambes de Bois. Somit müssen die Endmoränen bei 810 m unmittelbar nach dem maximalen Stand des würmeiszeitlichen Rhonegletschers aufgeworfen worden sein, die Rückzugsmoränen im Vauffelintale dagegen während der ersten Rückzugsphase desselben.

Zusammenfassend über die Vereisung des Jorat-Orvin-Vauffelintales und der Schüssschluchten können wir feststellen:

1. In der Würmeiszeit umfloss der Rhonegletscher während seiner maximalen Entwicklung die Seekette, indem seine Eismassen der Jorat-Orvin-Vauffelinsynklinale folgten.

2. Während der ersten Rückzugsphase zog sich der Gletscher sus dem Jorat- und dem Vauffelintal zurück, beiderorts End- und Rückzugsmoränen aufschüttend.

3. Im stärker verschotterten Orvintal kam es infolge der durch das Taubenloch und über die Anhöhe von Magglingen-Leubringen eindringenden, stauenden Eismassen zu Schuttkegel-, wahrscheinlich auch zu Stauseebildungen.

4. Nach Höhenlage und Gefälle der Gletscheroberfläche entsprechen die Moränen von Sonceboz und Rondchâtel dem Maximum, resp. dem Rückzugsstadium der Vorbergmoräne des während der Würmeiszeit ins Schüsstal eingedrungenen Rhonegletschers.

V. Das Quartär im Nordosten des Büttenberges.

Einer besondern Untersuchung bedürfen die Quartärverhältnisse im NO des Büttenberges. Sie liegen im Raume Station Pieterlen-Grenchen-Scheidweg. Links der Strasse, die von der Station Pieterlen nach Scheidweg, dem Nordostpunkt des Büttenberges führt, erleichtern eine Anzahl Sand- und Kiesgruben, auf die schon F. Nussbaum aufmerksam macht, die Untersuchung [1]. Die beiden Aufschlüsse bei der Ziegelei und bei Bingelz liegen in einem stark terrassierten, sich bis Lengnaumoos hinziehenden Walle. Das in ihnen zu Tage geförderte Material ist eine Mischung von Jurakalk, Molasse und alpinem Erratikum. Das letztere tritt dem jurassischen gegenüber stark zurück. In beiden Aufschlüssen sind die obern Lagen mehr oder weniger geschichtet. Beiderorts können wir Schlammsand mit gekritzten Geschieben feststellen. In der Sandgrube bei der Ziegelei sind überdies grosse Granitblöcke blossgelegt worden.

Ein weiterer Aufschluss liegt zwischen dem Lengenenbach und Aegleren, eine Kiesgrube, die des vielen Schlammsandes wegen nicht mehr ausgebeutet wird. In der Tiefe von 1.50 m steckt mitten in den Schottern der auf dem Siegfriedblatt verzeichnete Granitblock. Das südlich dieser verflachten Aufschüttung gelegene Aeglerenmoos ist ein Glacialmoor.

Die Kiesgruben bei Scheidweg, zu beiden Seiten der Strasse gelegen, zeigen die nämlichen Verhältnisse: Dünne Tonbänder, Kies- und Sandbänke in Uebergussschichtung, gerundetes und eckiges Material, mittelgrosse kristallinische Gesteine in allen Lagen und mehr oder weniger deutlich gekritzte Alpenkalke. Die alpinen Gesteinsarten sind reichlicher vertreten als in den Aufschlüssen bei der Ziegelei und bei Bingelz. Die Jurakalke treten stark zurück. Kopfgrosse Sandsteinblöcke und bunte Mergel aus der untern Süsswassermolasse entstammen wohl dem benachbarten Büttenberg. Die Schotter von Scheidweg ziehen sich von P. 440 über P. 438 nach « Kleine Ei. » Sie bilden nicht einen geschlossenen Wall, sondern linsenförmige

[1] F. Nussbaum, *Ueber die Schotter im Seeland*, S. 19.

Aufschüttungen. Eine solche liegt auch innerhalb dieser Kette bei P. 438, woselbst in zwei Aufschlüssen Kies und Quarzsand ausgebeutet werden. Der auffällige Hügel baut sich aus Kies-, Sand- und Tonbändern in rascher Wechsellagerung auf. Die letztern, 5 bis 30 cm mächtig, zeigen wiederholt wellenartige Stauchungen. In Zusammensetzung und Beschaffenheit stimmt sonst das Material mit demjenigen bei Scheidweg überein.

Schon F. Nussbaum glaubt in den glacialen Ablagerungen im NO des Büttenberges verschwemmte und terrassierte Moränen zu erkennen [1]. Wir können uns ganz seiner Ansicht anschliessen. Die linsenförmigen Hügel bei Scheidweg, «Kleine Ei,» Aegleren und bei P. 438 sind Ueberreste zweier nach NO verlaufender, durch Schmelzwasser verschwemmter Ufermoränen. Als solche erweist sich auch der stark terrassierte Wall, den wir von der Ziegelei bis an den Lengenenbach verfolgen können. Während aber dieser vorwiegend aus Jurakalk besteht, tritt in den beiden südlich gelegenen Moränen das alpine Material in den Vordergrund. Diese auffällige Erscheinung lässt vermuten, dass die glacialen Schotter im NO des Büttenberges durch getrennte, den genannten Hügelzug umfliessende Eismassen aufgeschüttet worden sind: durch eine Gletscherzunge, die von der Niederung des Bielersees her dem Pieterlental folgte und durch den Hauptgletscher, der im Aaretal lag. Die beiden Eismassen mussten in ihrem weitern Verlaufe wieder Fühlung finden. Die Wiedervereinigung erfolgte bei Grenchen. In dem Raume Pieterlen-Grenchen-Scheidweg aber sammelten und stauten sich ihre Schmelzwasser, die einerseits die erwähnten Ufermoränen verschwemmten und terrassierten, andererseits Sand und Schlamm ablagerten.

In der nordöstlichen Fortsetzung der Moräne von Pieterlen setzt bei Kleinfeld die als Munterfeld bekannte Anhöhe ein. Sie ist mit Recht von Rollier als Moräne kartiert worden [2]. Die Aushebungen in dem auf ihr liegenden Friedhofe von Lengnau fördern Moränenmaterial zu Tage. Erratische Blöcke und gekritzte Alpenkalke können auch im Strasseneinschnitt zwischen Friedhof und P. 452 leicht festgestellt werden. Nach NO hin wird das Munterfeld immer breiter, und schliesslich können wir zwei aneinandergeschobene, parallel verlaufende Wälle erkennen, markiert durch die Punkte 477

[1] F. Nussbaum, *Die Schotter im Seeland*, S. 19.
[2] L. Rollier, *Geolog. Karte der Schweiz*, Bl. VII.

und 472. Das sind nun die vereinigten Ufermoränen des Hauptgletschers einerseits und der dem Pieterlental folgenden Gletscherzunge andererseits. Der nördliche Wall ist durch die Anlage der Münster-Grenchenbahn angeschnitten worden. Unter einer Lehmdecke erscheint ungeschichtetes Moränenmaterial. Im Schlammsand stecken faustgrosse Gerölle jurassischer und alpiner Herkunft und vereinzelte kopfgrosse kristalline Blöcke. Grosse Blöcke scheinen gänzlich zu fehlen. Zahlreiche Alpenkalke sind scharf gekritzt. Die Munterfeldmoränen können über das Breitenfeld durch die Ortschaft Grenchen aus nach Kastelsfeld P. 475 verfolgt werden. Sie zeigen deutlich, wie hier der Hauptgletscher der schwächern Eiszunge des Pieterlentales den Weg verlegte. Im NO von Grenchen aber gehen sie in das Niveau der Ufermoräne von Hinterried-Unter-Däderiz über, deren Fortsetzung wir nordöstlich des Schuttkegels von Bettlach feststellen werden.

Die Moränenverhältnisse von Grenchen verraten uns auch das relative Alter der Glacialablagerungen im NO des Büttenberges. Sie sind der tiefstliegenden Ufermoräne unserer Region, der Hinterriedmoräne synchron. Dafür spricht einerseits die Verknüpfung der Munterfeldmoränen mit der Moräne von « Unter-Däderiz, » andererseits die Höhenlage der Hinterriedmoräne selbst. Die durch sie angedeutete Gletscheroberfläche liegt tiefer als die höchsten Punkte des Büttenberges. Nur während dieses Gletscherstadiums barg das Pieterlental eine selbständige Gletscherzunge.

In Verbindung mit fluvioglacialen Schottern sperren die Munterfeldmoränen das Becken ab, dem die Gletscherzunge des Pieterlentales folgte. Diese Schotter sind südwestlich von Grenchen mehrfach aufgeschlossen. Den übersichtlichsten Aufschluss finden wir bei P. 741 südöstlich Bachtalen. Im Hängenden desselben beobachten wir rotbraunen Humus mit Geröll. Darunter folgen : 3 dm Geröll mit gekritzten Alpenkalken und grössern Blöcken, 2 bis 3 m reiner Schwemmsand, 1 bis 2 m feine Gerölle mit Sandbändern, im Liegenden bis kopfgrosse Gerölle aus Jura- und Alpenkalk und verschiedenen kristallinen Gesteinsarten, Sandblöcke, weiche, graue und braune Mergel der untern Süsswassermolasse, selbst Bolus. In dieser Lage können gekritzte Geschiebe nachgewiesen werden. Die ganze Aufschüttung verrät unregelmässige Schichtung. Aehnliche Verhältnisse lassen sich im neuen Aufschluss auf dem Breitenfeld feststellen : oben rotbrauner Humus, darunter eine Lage Schlammsand, dann Geröll mit gekritzten Kalken und in der Tiefe reiner Schwemmsand mit

Kieslinsen. Auch hier fällt die Unregelmässigkeit der Schichtung auf. Etwa 100 m östlich des Aufschlusses bei P 471 können wir in der Gärtnerei einen Aufschluss beobachten, der uns zeigt, wie den beschriebenen Schottern die tiefer liegende Ufermoräne von Unter-Däderiz aufgesetzt ist. Wir müssen daher diese Schotter, die infolge der unregelmässigen Lagerung nicht als Terrassenschotter bezeichnet werden können, die aber gerade da liegen, wo der Hauptgletscher die Eiszunge des Pieterlentales abdämmte, der Akkumulationsarbeit fliessender und zeitweise gestauter Schmelzwässer zuschreiben. Auf gestautes Wasser lässt ja wohl der vorhandene Schlammsand schliessen. Die vorrückende Gletscherzunge des Pieterlentales schob sich später über diese Schotter hinweg. Dafür spricht sowohl die Grundmoräne im Hängenden derselben, als die ihnen aufgesetzte Wallmoräne von Unter-Däderiz.

Hinter den Schottern und Moränen von Grenchen setzt ein schmales Zungenbecken ein, das sich in südwestlicher Richtung über Lengnau und Pieterlen, immer breiter werdend, nach dem zwischen Büttenberg und Jura gelegenen Pieterlenmoose hinzieht. Hier hat die im Rückzuge begriffene Gletscherzunge noch einmal Halt gemacht und unter der Mitwirkung ihrer Schmelzwasser 3 bis 4 m mächtige, stark verschwemmte Rückzugsmoränen aufgeschüttet, die, am Fusse der Seekette einsetzend, in gestreckten Bogen nach der Talachse einbiegen. Auf der äussersten derselben steht das neue Schulhaus in der Leimeren. Sie geht in eine Ufermoräne über, die wir über Gehöft Bifang etwa 1 km weit dem Waldsaume nach verfolgen können. Diese Ufermoräne liegt zwischen 470 und 480 m, also unter dem Niveau der Hinterriedmoräne und ist mehrfach aufgeschlossen. Ihr Material ist ungeschichtet, meist gerundet und besteht vorwiegend aus Jurakalk. Die Moräne schliesst grosse Gneiss- und Granitblöcke ein. Gekritzte Geschiebe sind leicht nachzuweisen. Die nach unten streng abgegrenzte Decke des Schuttwalles besteht in dem westlich des Gehöftes Bifang gelegenen Aufschlusse aus lauter braunen Kreidekalken der Valangienstufe, während im Liegenden derselben Portlandkalke vorherrschen. Die Höhenlage dieser Ufermoräne macht sich auch hier durch zahlreiches Auftreten grosser erratischer Blöcke bemerkbar. Eine zweite flache Rückzugsmoräne setzt bei « Neues Feld » ein und zieht sich zuerst bogenförmig, dann in der Richtung der Talachse etwa 200 m über P. 444 hinaus, während der dritte und schwächste dieser Wälle « Auf der Herdi » beobachtet werden kann.

Die drei flachen Rückzugsmoränen von Pieterlen markieren den Rand einer wenig mächtigen, zu einer schmalen Spitze ausgezogenen Gletscherzunge die, dem Fusse des Büttenberges näher gelegen, jene vermoorte, heute vom Lengenenbach und seinem Nebenbach entwässerte Talfurche einnahm. Dem linken Rande der Gletscherzunge entlang flossen Schmelzwasser, die das Oberflächen- und Grundmoränenmaterial mischten und in Uebergussschichtung aufschütteten. Das sehen wir deutlich im Aufschluss südlich der Strassenkreuzung bei P. 463. Sand-, Kies- und Geröllschichten fallen nach dem Gletscherrande ein. Eckiges Oberflächenmaterial in Form grosser Blöcke mischt sich mit poliertem und gekritztem Geschiebe der Grundmoräne. Das Juragestein herrscht mit 80 bis 90 % vor. Im ältern, östlich der Strasse gelegenen Aufschlusse, sind zentnerschwere Kalk-, Granit- und Gneissblöcke blossgelegt worden. Sonderbar ist das Vorhandensein einer wallförmigen, etwa 1 m mächtigen Einlagerung ungeschichteter Kalkgerölle, die vom Gletscherrand her in das gewaschene Material eingepresst worden sind. Nordöstlich des P.444 bei « Unten im Moos » stecken im Torfgrund grosse alpine Blöcke. Hier liegt die Grundmoräne unter einer wenig mächtigen Torfschicht, wovon wir uns am Bacheinschnitt überzeugen können.

Die Quartärablagerungen im NO des Büttenberges überblickend, können wir nachstehende Ergebnisse feststellen:

1. Zur Zeit des letzten Gletscherstadiums (Stadium der Hinterriedmoräne) floss von der Niederung des Bielersees her eine Gletscherzunge durch das Pieterlental ab, die sich bei Grenchen wieder mit dem im Aaretal liegenden Hauptgletscher vereinigte.

2. Sowohl die terrassierten und verschwemmten Moränen bei Pieterlen und Scheidweg, als die Munterfeldmoränen entsprechen zeitlich diesem Stadium.

3. Das Becken der Gletscherzunge des Pieterlentales wird bei Grenchen durch die Munterfeldmoränen und durch fluvioglaciale Schotter abgeschlossen.

4. Verwaschene und schwach entwickelte Rückzugsmoränen im Pieterlenmoos deuten noch einen kurzen Halt der sich endgültig zurückziehenden Gletscherzunge an.

VI. Das Quartär am untern Ende des Bielersees.

Am untern Ende des Bielersees erhebt sich die Anhöhe des Brüggwaldes. Sie gehört tektonisch und stratigraphisch zum Büttenberg und ist von diesem durch das Quertal Mett-Orpund, nach AEBERHARDT ein Stück des ursprünglichen Schüsstales, abgegliedert worden[1]. Der Brüggwald, zwischen Jensberg und Jura mitten in der Niederung des Bielersees gelegen, muss auf die von SW her vorrückenden Eismassen des Rhonegletschers eine intensive Stauwirkung ausgeübt haben und dabei vom Eise entsprechend bearbeitet worden sein. In der Tat verrät diese Anhöhe Erosions- und Akkumulationsspuren von seltener Frische. Ihre südwestlichen Abhänge erheben sich wie angehobelt in sanfter Böschung aus der Hohlform des Bielersees. Sodann wird die fast plateauförmige Erhebung von drei in der Richtung der Gletscherachse gelegenen Glacialfurchen durchzogen. Sie liegen zwischen den Höhenrücken des Krähenberges, des Längholzes, des Hupperraines und des alten Bannwaldes. Für den glacialen Charakter dieser Mulden spricht einerseits das in ihnen reichlich aufgeschüttete Quartär in Form grosser erratischer Blöcke (Heidenstein) und Geschiebe, andererseits eine grosse Zahl in ihrem Bereiche liegender versumpfter Zungenbecken und kleiner Glacialmoore. Das Längholz trennt die beiden von Vorderried und Kellersried herkommenden Mulden, deren Gletscherzungen sich im Moos (Mettmoos) vereinigten. Daraus erklärt sich die sonderbare Hohlform zwischen Hupperrain und Battenberg, die noch vor 40 Jahren einen fischreichen Glacialsee von mehreren Hektaren barg. Unter der Nachwirkung der Juragewässerkorrektion und durch künstliche Ausfüllung ist dieser inzwischen trocken gelegt worden. Die südliche der drei Glacialmulden geht im NO bei Rosel und Riedmatte ebenfalls in sumpfige Wiesengründe eines deutlich entwickelten Zungenbeckens über. Folgen wir ihr von hier aus in südwestlicher Richtung, so gelangen wir zunächst ins Mösli nördlich von Brügg und dann in dasjenige bei Ausserzelg. Beide tragen die Merkmale des Glacialmoores in voller Frische.

Die Anhöhe des Brüggwaldes verlangt infolge ihrer Lage zwischen Jensberg und Jura für einen gewissen Gletscherstand eine starke Gliederung der in der Niederung des Bieler-

[1] B. AEBEHARDT, *Les gorges de la Suze*, 1907, S. 35.

sees vorrückenden Eismassen. Zunächst musste sich der Gletscher in zwei Zungen spalten, wovon die eine über Pieterlen abfloss, während sich die andere ins weite Aaretal ergoss. Sodann fanden schwächere Eiszungen ihren Weg durch das Quertal Mett-Orpund und durch die vorerwähnten Glacialmulden. Dieser Vereisungszustand konnte vorübergehend sowohl bei einem Gletschervorstoss, als bei einem Rückzug des Eises eintreten. Die im Gebiet des Brüggwaldes in so reichem Masse aufgeschütteten Moränen und Schotter dürften vornehmlich aus der Zeit des endgültigen Gletscherrückzuges stammen. Allein wir können sie nicht mit dem durch die Hinterriedmoränen markierten Rückzugsstadium in Verbindung bringen, da die dem letztern entsprechenden Ufermoränen in der Umgebung von Biel schon die Höhe von 560 m erreichen, während die höchsten Erhebungen des Brüggwaldes unter 500 m verbleiben. Dagegen dürften sie dem kurzen Rückzugsstadium entsprechen, das durch die Moränen im Pieterlenmoos angedeutet wird. In diese Zeit müssen wir vor allem aus die beiden hufeisenförmig nach N abbiegenden Moränen von Zihlwil verlegen. Die äussere derselben setzt auf dem mit einer mächtigen Quartärdecke belegten Brüggfeld ein und zieht sich über P. 463; die innere endigt bei W des Wortes Wilerzelg. Beide entsprechen einer von W her durch die Glacialmulden des Brüggwaldes und das Quertal Mett-Orpund ins Aaretal vordringenden und hier mit dem Hauptgletscher verschmelzenden Eisströmung. Einen wesentlich tiefern Gletscherstand verzeichnen dagegen schon jene flachen Rückzugsmoränen, auf welche wir in der nördlich des alten Bannwaldes gelegenen Mulde stossen. Eine solche verläuft in fast geschlossenem, ein ausgeprägtes Zungenbecken umschlingenden Bogen über Riedmatten und Wilermatte nach der Ostecke des Brüggwaldes. Hier ist der Hügel am nahen Waldsaume aufgeschlossen. In der sandreichen Grundmasse stecken grosse Granit- und Gneissblöcke. Hinter dieser Moräne beobachten wir ähnliche Aufschüttungen bei Rosel, dann westlich des P. 460 und schliesslich zwischen den beiden Mösli bei P. 452. Im Walde deuten verschiedenerorts flache Hügel die zugehörigen Ufermoränen an. Das Brüggmösli ist ein prächtiges Zungenbecken. Aushebungen bei der Erstellung des Schützenstandes in der Nähe des P. 454 förderten in 2.50 m Tiefe Grundmoräne zu Tage. Nördlich des genannten Punktes wird eine Kiesgrube ausgebeutet. Hier liegt geschotterte Moräne vor, die mit der westlich davon im Walde sich hinziehenden Ufermoräne in Ver-

bindung gebracht werden muss. Das Quertal Mett-Orpund und die beiden in das Mettmoos mündenden Glacialmulden vereinigen sich zu einem weiten Zungenbecken, das sich über Orpund bis Munthal erstreckt. Hier wird es von einer Moräne umschlossen, die sich von P. 445 über Gottstatt nach dem Scheurenhubel bei P. 445 rechts des Nidau-Büren-Kanales hinzieht. Der Scheurenhubel selbst ist ein Molasserundhöcker. Zwischen ihm und dem Kloster Gottstatt stiess man beider Erstellung des Kanales auf mächtige Granitblöcke, Ueberreste der einstigen Moräne, die schon früher von der alten Zihl durchbrochen wurde. Die Moräne von Gottstatt hat nicht ausgesprochene Hufeisenform. Sie ist bei Munthal an den Büttenberg angedrückt, ähnlich wie die Munterfeldmoränen bei Grenchen an den Jura. Die Ursache ist hier wie dort die nämliche. Wie bei Grenchen, so wurde auch bei Gottstatt die schwächere Gletscherzunge zwischen den im Aaretal liegenden mächtigeren Hauptgletscher und das linke Talgehänge eingekeilt, was sich aus der Anlage der Moräne deutlich erkennen lässt. Das hinter der Moräne von Gottstatt liegende Zungenbecken ist reich an Sumpfwiesen und Torferde. Bei den neulich hier durchgeführten Entsumpfungsarbeiten konnten wir unter einer Torflage grauen, tonigen Seeboden mit zahlreichen Süsswasserschnecken und Muscheln feststellen, Zeugen des einstigen Glacialsees, der sich vom Mettmoos bis Gottstatt erstreckt haben muss. Die dieses Zungenbecken umschliessenden Anhöhen weisen vielfach eine feine Terrassierung auf. Sehr schön sind uns mehrere übereinanderliegende Stufen und Terrassen bei Rüschacker am Südabhang des Büttenberges erhalten geblieben. Wir begegnen der nämlichen Erscheinung aber auch im Brüggwald, bei Zihlwil und anderwärts. Anschnitte in solche Stufen fördern schlammige Grundmöräne, Sand und erratische Blöcke zu Tage. Diese Stufen sind glaciale Uferlinien. Sie deuten verschiedene Höhenlagen der Gletscheroberfläche an.

Besonders interessant gestalten sich die Verhältnisse des Quartärs am Südwestabhang des Brüggwaldes. Hier fallen uns zunächst zwei Hohlformen auf: Die Glacialmulde, die von Vorderried nach dem Mettmoos führt und diejenige bei Ausserzelg, die sich bei Kellersried teilt und sowohl ins Mettmoos als ins Brüggmösli überleitet. Zwischen den beiden Hohlformen zieht sich von P. 465 nach P. 444 südwestlich der Eisenbahnlinie in ungestörter Wallform die Blumenrainmoräne hin. Sie ist die Mittelmoräne zweier den beiden Glacialmulden folgenden Gletscherzungen. Auf ihrem Rücken

sind im Verlauf des letzten Jahres bei P. 465 mehrere Neubauten und in der Nähe des Eisenbahneinschnittes ein 10 m tiefer Probierschacht erstellt worden. Beiderorts wurde Moränenmaterial von vorherrschend alpiner Herkunft gehoben. Die Blumenrainmoräne erwies sich als typische Blockmoräne. Der Bahnhofumbau von Biel verlangt behufs neuer Geleiseanlagen einen Einschnitt durch die Mulde von Vorderried in der Richtung NNO—SSW. Diese Aushebung ist im Sommer 1913 bereits ausgeführt worden. Sie bot Gelegenheit zur Aufnahme des nachstehenden Profiles.

Profil: Eisenbahneinschnitt Madretsch.

Am Nordeingang des Einschnittes beobachteten wir:

1. Weiche, hellgraue Molasse. Lausannien. Ausgehoben bei der Strassenunterführung.

2. Darüber eine Wechsellagerung von grauen Sandsteinbänken und gelblichen Mergelbändern, beide von wechselnder Mächtigkeit. Die Mergelbänder sind blätterig und schliessen weissliche Kalkknauer ein. Die Sandsteinbänke sind bald quarzreich, bald sandig-tonig mit vereinzelten Quarzgeröllen. Mächtigkeit zirka 4 m. Der Uebergang dieser Stufe zum Lausannien wurde nicht aufgeschlossen.

3. Den obern Muschelsandstein. Harte, wenig mächtige Bänke mit nussgrossem Quarzitgeröll, vereinzelten Haifischzähnen und Muschelabdrücken. Das Gestein weist die typischen grünen Flecken auf. Mächtigkeit 10 m. Auch der Muschelsandstein wird von einem 25 cm mächtigen Mergelband durchsetzt.

4. Weiche, gelbliche Sandsteinbänke mit hellen, schnurartig eingelagerten Kalkknauern. Mächtigkeit 8 m. Alle diese Schichten fallen im Eingang des Einschnittes unter zirka 38° S. Folgen wir dem Einschnitt zirka 30 m, dann erscheinen in seiner Sohle

5. dunkelblaue Tonmergel mit blätteriger Struktur. Es ist das Vindobonien, das E. Gerber am gegenüberliegenden Jensberg nachgewiesen und als Bernerschichten bezeichnet hat[1]. Damit sind wir in die Mulde eingetreten, und diese ist mit schlammiger, wasserreicher Grundmoräne, durchsetzt von einzelnen grossen Blöcken und frisch geschrammten Geschieben ausgefüllt.

[1] E. Gerber, Jensberg und Brüttelen. *Eclog. geol. helv.* Vol. XII, Nr. 4, S. 455, 1913.

6. Etwa 200 m vom Nordeingang entfernt, gelangte man bei den Aushebungsarbeiten wiederum auf anstehende Molasse und zwar auf sehr weiche, graue bis braune Sandsteinbänke. Dann folgt

7. an der Basis des Einschnittes abermals blaues, sandig-toniges Vindobonien, in dessen Hängendem

8. von unten nach oben ein schmutziggraues Sandsteinbänkchen mit Tonknauern, eine helle, quarzreichere und schliesslich eine gelblich-braune eisenschüssige Bank beobachtet werden kann. Die beiden obern Bänke schliessen weisse Kalkkonkretionen ein; in allen drei sammelte ich Haifischzähne, Austernschalen, verschiedene Schneckenarten.

9. Ueber der eisenschüssigen Bank folgt heller, sehr weicher Sandstein mit Süsswasserschnecken. Hier liegt die obere Süsswassermolasse vor, wie sie GERBER am Rebhubel bei Studen nachgewiesen hat.

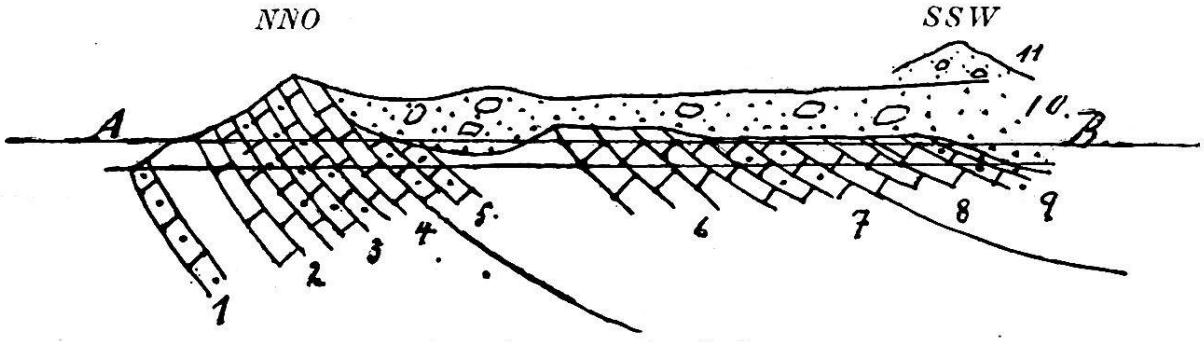


FIG. 1. Profil: Eisenbahneinschnitt Madretsch.

1. Lausannien. — 2. Sandsteinbänke mit Mergelbändern. — 3. Ob. Muschelsandstein. — 4. Tonige Sandsteinbänke. — 5. Blaues, sandig-toniges Vindobonien. — 6. Weiche, graue bis braune Sandsteinbänke. — 7. Blaues Vindobonien. — 8. Schmutzig-grüne, graue und eisenschüssige Sandsteinbänke mit Knauern und weissen Kalkkonkretionen. — 9. Graue Sandsteinbänke, weich, mit Süsswasserschnecken. — 10. Schlammige Grundmoräne. — 11. Blumenrainmoräne. — AB Basis des Einschnittes.

Der Einschnitt biegt bei der nach Blumenrain führenden Strasse nach SW ab und gelangt dadurch abermals in schlammige Grundmoräne. In unveränderter Richtung verlängert, würde er durch die Blumenrainmoräne führen. Bemerkenswert ist das Gefälle der hier angeschnittenen tertiären Ablagerungen. Während der Muschelsandstein am Nordeingang des Einschnittes unter zirka 38° S fällt, zeigen schon 300 bis 350 m SSW dieser Stelle Vindobonien und obere Süsswassermolasse eine viel geringere Neigung. Zwischen der Blumenrainmoräne und dem Berletwald liegt zungenförmig die Mulde von Ausserzelg, die bei Kellersried von verschwemmten Schottern umschlossen wird. In ihr liegt ein

drumlinförmiger, aufgeschlossener Moränenwall, der sich südwestlich des Eisenbahn- und Strasseneinschnittes über P. 442, allmählich verflachend, ins Madretschmoos hinauszieht. Die linsenförmige, flache Erhebung bei « M » des Wortes Madretschmoos dürfte als das verschwemmte Südwestende dieses schon von AEBERHARDT [1] und NUSSBAUM [2] als Moräne des Rhonegletschers verzeichneten Walles aufzufassen sein. In sanfter Böschung geht auch die Anhöhe des Berletwaldes in das genannte Moos über. An ihrem Südwestrand stossen wir auf das mächtige Sanddepot, das AEBERHARDT als ältere Seeablagerung deuten möchte, während NUSSBAUM in ihr eine glaciale Stauseebildung erkannte, eine Auffassung, die wir, gestützt auf mehrfache Untersuchung dieser sonderbaren Akkumulationsform, ebenfalls teilen. Auf gestautes Wasser deuten sowohl die feinen Tonbändchen, die gelegentlich in der Tiefe des Aufschlusses blossgelegt werden und an die analoge Erscheinung bei Scheidweg erinnern,

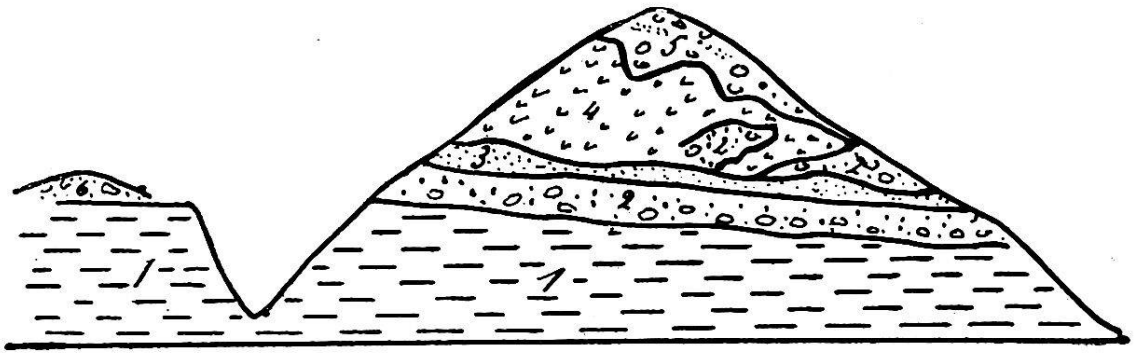


FIG. 2. Die Kapfmoräne ob Selzach.

1. Schotterterrasse. — 2. Grundmoräne. — 3. Sandige Kalkbreccie. — 4. Grobe Kalkbreccie. — 5. Blockmoräne. — 6. Moräne.

hin, als die linsenförmigen Schlammsandeinlagerungen, die sich durch ihre dunklere Farbe und ihren grössern Feuchtigkeitsgehalt von dem umgebenden hellbraunen und trockenen Kalksand deutlich unterscheiden. Die feinen erbsen- bis nussgrossen Gerölle im obern Drittel und im Hängenden dagegen verweisen auf schwach fliessendes Wasser. Kalkgerölle und Kalksand, die den Hauptbestandteil dieser Stauseebildung ausmachen, entstammen fast ausschliesslich der Valangienstufe und müssen vom Jura her eingeschwemmt worden sein.

[1] B. AEBERHARDT, Note sur le quaternaire du Seeland. *Arch. d. Sc. phys. et nat.*, XVI, 1903.

[2] F. NUSSBAUM, *Ueber die Schotter im Seeland*, S. 13. 1907.

Im Hängenden der Ablagerung kann keine Grundmoräne nachgewiesen werden. Dagegen tritt in allen drei Aufschlüssen jeweilen an der Südwand schlammig-sandige Moräne mit kristallinen Geröllen und gekritzten Alpenkalken auf. Sie ist dem Sanddepot seitlich angelagert: Die Stauseebildung ist daher älter als die Moräne; diese wurde bei einem spätern Gletschervorstoss abgelagert. Nun werden die horizontal gelagerten Sande und Kiese der Stauseebildung an drei Stellen gangartig von schlammiger Grundmoräne durchsetzt, die in ihrer Zusammensetzung vollständig mit der angelagerten Moräne übereinstimmt. Auch diese Erscheinung spricht für einen nachträglichen Vorstoss des Gletschers, dessen Schmelzwasser aus der inzwischen verfestigten Stauseebildung senkrechte, cañonartige Einschnitte herauserodierten und diese schliesslich mit schlammigem Moränenmaterial ausfüllten.

Dem letzten Vorstoss des Rhonegletschers in unserer Gegend entsprechen die Mühlefeldmoränen. Das Mühlefeld, eine flache, weit ausladende Anhöhe, ist dem Brüggwald im SW vorgelagert. Aushebungen in ihrem Bereiche förderten überall schlammig-sandiges Moränenmaterial zu Tage. Ueberblicken wir die Anhöhe, so erkennen wir, trotz ihres verschwemmten Aussehens, zweierlei Moränen. Ein noch deutlich erkennbarer Wall verläuft parallel der Nidau-Madretschstrasse. Das ist die Ufermoräne einer Gletscherzunge, die in nordöstlicher Richtung dem Fusse des Juras folgte. An sie lehnt sich im S eine Moräne, die einem ostwärts abfliessenden Gletscherlappen entspricht. Die Mühlefeldmoränen verweisen also auf die Teilung, die der in der Niederung des Bielersees nach NO vorrückende Gletscher durch die Anhöhe des Brüggwaldes erfahren musste. Zur Zeit dieses letzten Vorstosses in unserer Gegend kann der Rhonegletscher nicht mehr sehr mächtig gewesen sein. Für jeden der beiden Lappen lassen sich schwach entwickelte Stirnmoränen nachweisen. Eine solche finden wir zunächst zwischen Mett und Madretsch. Sie lehnt sich bei P. 448 an den Nordabhang des Krähenberges an und verläuft in kurzem Bogen in die Schotterebene hinaus. Anlässlich der Kanalisation der letzteren stiess man in 2.50 m Tiefe auf zahlreiche mittelgrosse und grosse kristalline Blöcke des Rhonegletschers. Sie lagen in der Fortsetzung der zum grössten Teil verschwemmten Stirnmoräne und wurden später durch den vordringenden Schuttkegel der Schüss verschüttet.

Die Stirnmoräne der ostwärts abfliessenden Gletscherzunge finden wir im Pfeidwald bei Brügg. Hier liegen zwei linsenförmige, flache Anhöhen vor, die einerseits einen doppelten

Wall erkennen lassen, andererseits wiederum das Merkmal einer starken nachträglichen Verschwemmung tragen. Der äussere Wall lehnt sich dem Südfusse des Brüggwaldes an und geht in die der Stauseebildung angelagerte Moräne über. Die Pfeidwaldmoräne, die in ihrem Hängenden grosse erratische Blöcke trägt, muss in einem schönen Bogen die weite Talsohle durchzogen haben. Wir treffen ihre Fortsetzung auf dem rechten Ufer des Nidau-Büren-Kanales bei Pfeidmatt, ebenfalls in Form eines Doppelwalles, wieder. Dem äusseren Walle entspricht die Erhebung bei P. 448. Kanalwärts geht sie in ein etwa 30 m langes Stück Wallmoräne über. Sie selbst ist ein Rundhöcker in anstehender oberer Süsswassermolasse mit 1 bis 2 m Moräne im Hängenden. Letztere besteht aus Schlammsand, untermischt mit kristallinem Geröll, gekritzten Kalken und aufgearbeiteter Molasse. Westlich des P. 448 liegen zwei ähnliche, allerdings nicht aufgeschlossene Rundhöcker, die dem innern Wall der Pfeidwaldmoräne entsprechen. Zwischen ihnen liegen flache Abflussrinnen, die nach dem der Moräne vorgelagerten Aegertenmoose führen. Der ganze Abhang südlich Pfeidmatt zeigt eine sonderbare, wellenartige Beschaffenheit. Zwei Wälle entsprechen ihrer Lage nach genau den beiden vorerwähnten Moränen. Allein sie bestehen aus anstehender oberer Süsswassermolasse und weisen in ihrem Hängenden nur wenig Quartär auf. Diese wellen- und buckelförmigen Bildungen bemerken wir nur im Bereiche der Pfeidwaldmoränen. Sie verweisen unzweideutig auf die intensive Erosionsarbeit, die der Gletscher in der weichen obern Süsswassermolasse geleistet haben muss.

Beim letzten Gletschervorstoss drang ein Seitenlappen der nach O abfliessenden Gletscherzunge auch in die Mulde von Ausserzelg, dort die schon erwähnte Moräne aufschüttend. Dass diese zu den jüngsten eiszeitlichen Ablagerungen unserer Gegend gehört, erkennen wir im vordern Teile ihres Aufschlusses. Hier liegen die Schotter der Moräne auf den gelbbraunen Sanden der Stauseebildung.

Schliesslich sollten wir am Abhange der Seekette eine den Mühlefeldmoränen entsprechende Ufermoräne erwarten. Es ist nicht ausgeschlossen, dass ihre Spuren im Rebgelände, woselbst die Untersuchung des Zuganges wegen auf Hindernisse stösst, vorhanden sind. Dafür spricht die Ufermoräne, die nordöstlich von Neuenstadt einige Meter über dem Strassenniveau abbricht und sich oberhalb des Städtchens durch die Weingärten verfolgen lässt.

Aus der vorausgehenden Untersuchung ergeben sich nachstehende Tatsachen:

1. Durch den in der Niederung des Bielersees vorrückenden Rhonegletscher erfuhr die Anhöhe des Brüggwaldes eine intensive Bearbeitung. Mehrere in der Bewegungsrichtung des Eises gelegene, teils im Grenzgebiet zwischen Muschelsandstein und oberer Süsswassermolasse, teils in dieser selbst ausgehobene Glacialmulden zeugen von einer ausgiebigen Gletschererosion.

2. Diese Glacialmulden sind vielfach zu Zungenbecken erweitert, die Torfmoore und Sumpfwiesen bergen.

3. Im heutigen Mettmoos lag ein Glacialsee, der sich bis zur Rückzugsmoräne von Gottstatt erstreckte und erst durch die Nachwirkung der Juragewässerkorrektion trocken gelegt wurde.

4. Die Moränen von Zihlwil entsprechen den Rückzugsmoränen von Pieterlen.

5. Die Mühlefeldmoränen, die Rückzugsmoräne zwischen Mett und Madretsch und die Pfeidwaldmoränen markieren den letzten Gletschervorstoss in unserer Gegend.

6. Das grosse Sand- und Kiesdepot zwischen Madretsch und Brügg ist eine würmeiszeitliche Stauseebildung.

VII. Das Quartär im Nordosten von Grenchen.

Durch den Schuttkegel von Bettlach wurden die Ufermoränen des Rhonegletschers verschüttet. Im NO desselben setzen sie aber deutlich wieder ein. Von hier an ist ihre Wiedergabe durch die *Geolog. Karte der Schweiz*, Bl. VII, eine ziemlich vollständige. Wie weit ihre Anordnung unserer aus den Verhältnissen am Bözingenberg abgeleiteten Basis entspricht, soll in Nachstehendem festgestellt werden.

Die Hinterriedmoräne, die sich bei Grenchen im Kastelsfeld, P. 475, mit den Munterfeldmoränen vereinigt, erscheint wieder im Grossbühlwald bei Hag in 470 m und in der nämlichen Höhe bei Weiherzelg, westlich von Ober-Bellach. Der schöne Wall, der sich durch den Wald ob Mannwil hinzieht, trägt auf seinem Rücken mehrere erratische Blöcke. Als letzte Ausläufer dieser tiefstliegenden Ufermoräne möchten wir die Hügel bei Geugenspüel P. 461 und bei Roseggut P. 462 bezeichnen. Letzterer wurde beim Bau der Weissensteinbahn angeschnitten und schon von NUSSBAUM als Moräne erkannt [1].

[1] F. NUSSBAUM, *Ueber die Schotter im Seeland*, S. 15.

Der kurze Wall verrät bereits den Uebergang zur hufeisenförmigen Stirnmoräne.

Die Büttibodenmoräne verfolgten wir bis zum höher gelegenen Wall von Unter-Däderiz. Ihrer Fortsetzung begegnen wir zwischen Bettlach und Hag in der Moräne von Bühlen, die sich über P. 502 bis an den Brügglenbach hinzieht. Nordöstlich von Selzach taucht sie im Länghölzli wieder auf und verläuft als typischer Wall über die Punkte 513, 505 und 512. Hier ist sie vorzüglich aufgeschlossen. In der grossen Kiesgrube beobachten wir im Hängenden 2.50 m sandige, schwach verkittete Moräne mit gekritzten Geschieben und darunter Blockmoräne auf anstehendem Kimeridge. (Siehe *Geol. Karte.*) Zwischen Bellach und Solothurn konnten wir diesen Moränenzug nicht mehr in so ausgeprägter Wallform feststellen. Immerhin scheint er sich oberhalb Rosegg hinzuziehen, um hier nach der Stadt abzubiegen. So gehen die beiden untern Ufermoränen in die eigentlichen Rückzugsmoränen von Solothurn über.

F. Nussbaum hat die Ufermoränen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers am rechten Abhang der Seelandfurche zwischen Pfauen und Solothurn untersucht[1]. Er beobachtete solche überall im Hängenden geschichtete Schotter. Die Schotter selbst liegen zwischen 440 und 480 m. Nussbaum bringt diese Moränen ebenfalls mit denjenigen von Solothurn und mit einem nachmaximalen Vorstoss des Gletschers in Beziehung. Demnach sollten sie unsern Hinterried- und Büttibodenmoränen synchron sein. Allein diese Annahme ist unvereinbar mit den Höhenverhältnissen. Hinterried- und Büttibodenmoränen erreichen in der Region von Twann schon eine Höhenlage von 665 resp. 710 m. Sie würden also die Höhe der rechtsufrigen Moräne um 200—240 m übersteigen. Nun haben wir Bedenken, die Lateralmoränen zwischen Pfauen und Solothurn mit ein und derselben nachträglich vorstossenden Gletscherzunge in Verbindung zu bringen. Diese müsste eine beinahe gefällslose Eiszunge gewesen sein, der wir die Kraft, seitliche Schuttwälle aufzuwerfen, absprechen. Andererseits ist zu bedenken, dass die Ufermoränen am Abhang der See- und Weissensteinkette, die bei den vertikalen Schwankungen des Eises in der Würmeiszeit vom Gletscher nicht überschritten wurde, der Untersuchung der Gletscherbewegung und Gletscherstadien zuverlässigere Anhaltspunkte bieten. Im Gegensatz zu Nussbaum möchten wir

[1] F. Nussbaum, *Ueber die Schotter im Seeland*, S. 10, 15, 16 und 24.

daher die von ihm am rechten Abhang der Seelandfurche untersuchten Seitenmoränen verschiedenen Rückzugsstadien des Rhonegletschers zuweisen: denjenigen von Solothurn und Pieterlen und dem Stadium der Mühlefeldmoränen.

Die Vorbergmoräne konnten wir bis Grenchen in einem doppelten Niveau verfolgen. Dem untern begegnen wir oberhalb Bettlach bei P. 553 wieder. Hier ist in einem Absturz stark sandige Moräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen. Das obere Niveau stellt sich bei Kapf P. 564 nördlich von Selzach ein. Die Kapfmoräne hat deutliche Wallform. Der weithin sichtbare Aufschluss an ihrem Südwestende ist besonders lehrreich. Im Liegenden sind geschichtete, sandreiche Schotter ohne gekritzte Geschiebe blossgelegt. Auf diesen liegt, schwach diskordant, 2 bis 3 m Grundmoräne. An der Basis schliesst sie kopfgrosse Gerölle ein. Der Hauptsache nach besteht sie aus verfestigtem Schlammsand mit vereinzelten Geschieben und gekritzten Kalken. Ueber der Grundmoräne erscheint in Form linsenartiger Einlagerungen feine, sandige Kalkbreccie, die nach oben in grobe, leicht verkittete Breccie aus dem nämlichen Material übergeht. Sie besitzt eine Mächtigkeit von 15 m und ist frei von alpinem Geröll. Unter dem Hammerschlag zerfällt sie in nuss- bis faustgrosse, eckige Stücke. Im Hängenden der Moräne erscheinen schliesslich 1 bis 2 m gelblichbraune Kalkschotter mit grossen, halbgerundeten Blöcken, Sandbändern und alpinem Material. Diese Decke greift oft keilförmig in ihr Liegendes ein. An der Südwand des Aufschlusses bemerken wir, wie Grundmoräne zwischen die sandartige und die grobe Kalkbreccie und in diese selbst eingepresst worden ist. Die Wallmoräne von Kapf, zirka 18 m mächtig und der Hauptsache nach aus Kalkbreccie bestehend (Portland und Kimeridge), liegt auf deutlich geschichteten Schottern, von diesen durch 2 bis 3 m Grundmoräne getrennt.

In der nordöstlichen Fortsetzung der Kapfmoräne befindet sich die Moräne von Grosszelg bei 555 m. Auch hier lagert ungeschichtete Wallmoräne auf geschichteten Schottern. Letztere wurden beim Bau der Weissensteinbahn aufgeschlossen. In der Moräne selbst liegt an der Strasse nach Lommiswil eine neuerschlossene Kiesgrube. Die in der Kapfmoräne beobachtete Breccie wird hier wieder durch ungeschichtetes Geröll und viel Sand ersetzt. Gekritzte Kalke sind leicht aufzufinden. Das Juramaterial herrscht vor. Die nämlichen Verhältnisse finden wir im Bannholz in 538 m und bei Sägematt ob Langendorf in 530 m. Von Langendorf aus können wir diesen Moränen-

zug über Brüggmoosfeld P. 535 nach Feldbrunnen und Riedholz verfolgen, wo er in Rückzugsmoränen übergeht. (Siehe *Geol. Karte der Schweiz.*)

Die Oberbergmoräne. — Das untere, der Moräne von les Jambes de Bois entsprechende Niveau fanden wir bei Burghof noch in 560 m. Nordöstlich des Bettlacher Schuttkegels tritt diese Ufermoräne in schön entwickelten, kurzen Hügeln auf. Sie ziehen sich zwischen 650 und 640 m dem Waldsaum nach. Ihr Material wird in mehreren Kiesgruben zur Beschotterung der Wald- und Feldwege ausgebeutet. Es besteht hauptsächlich aus gerundetem Jurakalk, vermengt mit Rhoneerratikum und gekritzten Kalken. In nahezu der gleichen Höhenlage hält sich die Moräne im Wald unterhalb Sülsrain und oberhalb Lommiswil. Sie ist an Waldwegen öfters aufgeschlossen. Einen besonders schönen Aufschluss finden wir bei Im Holz südlich P. 666 in 640 m. Wir erkennen auch hier noch deutlich die Wallform der Moräne. Bei Im Holz haben wir mit der Untersuchung dieses Moränenzuges abgebrochen. Er würde uns, gerade wie das zugehörige obere Niveau, über Günsberg ins Endmoränengebiet von Wangen führen.

Während sich das untere Niveau der Oberbergmoränen meist noch in deutlicher Wallform zu erkennen gibt, ist das obere fast durchwegs verflacht. Diese Erscheinung können wir dem Jura nach überall da beobachten, wo die Ufermoränen steilen Gehängen angelagert sind. Wo sie auf Bergrücken oder auf Terrassen aufgeschüttet wurden, da haben sie ihre ursprüngliche Wallform bewahrt. Es ist ja kennzeichnend, wie die Moränen des obern Niveaus gerade von Günsberg an, wo sie sich bereits von den steilen Flanken des Juras losgelöst haben, wieder in typischer Wallform erscheinen. An steilen Gehängen sind sie verschwemmt, oft bis auf vereinzelte grobe Gerölle oder grössere Blöcke abgetragen worden. Die Moränen von Günsberg liegen bei 680 m. Oberhalb Bettlach können wir am neuen Waldweg im Gemeindewald frisches Rhoneerratikum bis zu 750 m beobachten, an der Weissensteinstrasse bis 710 m.

So bewährt sich die unserer Untersuchung zu Grunde gelegte, aus den Moränenverhältnissen am Bözingenberg abgeleitete Basis bis ins Endmoränengebiet von Wangen. Bei Wangen und Solothurn steigen die vier am Bözingenberg nachgewiesenen Ufermoränen in die Talsohle hinunter, hier in End- resp. Rückzugsmoränen übergehend. Ueberblicken wir aber Blatt VII der *Geol. Karte der Schweiz*, so kann uns nicht entgehen,

wie sich im Ablationsgebiet zwischen diesen Hauptlinien sekundäre Wälle einstellen. Die Erklärung dieser Erscheinung ist naheliegend. Ein oscillierender Gletscher verhält sich wie ein schwingendes Pendel. Der Raum zwischen zwei äussersten Lagen des Pendels nimmt mit der Entfernung vom Drehpunkt zu. Das nämliche gilt für den Raum zwischen einer äussern und einer innern Lage der oscillierenden Gletscherzunge. Er wird um so grösser, je weiter er vom Firngebiet, dem Drehpunkt des Gletschers, absteht. Daher müssen kleinere Gletscherschwankungen im Ablationsgebiet besonders auf schwach geneigter oder sogar horizontaler Unterlage deutlicher zum Ausdruck gelangen als an steilen Flanken im weiter rückwärts gelegenen Zungengebiet. Und diese kleinen Schwankungen äussern sich im Abschmelzungsgebiet in der Erscheinung jener zwischen den Hauptmoränen eingeschalteten sekundären Moränenzügen. Ein solcher setzt schon auf der Allmend oberhalb Bettlach ein. Den ersten kurzen Hügel finden wir nördlich P. 616 in der Höhe von 625 m. Von hier aus verläuft die Moräne über die P. 628 am Brügglibach und 621 bei Ober-Allmend. In kurzem Abstand folgen noch zwei weitere Hügel in 615 m. Von einem erhöhten Standpunkt ob Lommiswil aus können wir ihren weitern Verlauf sehr schön verfolgen. Sie zieht sich durch das Hubelwäldli P. 614, über Oberfeld in 605 m und Höhfeld P. 587 östlich Oberdorf. Wir haben hier unsere Untersuchung abgebrochen. Der Wall dürfte nach den Rückzugsmoränen von Flumenthal führen.

Lokalgletscher der Weissensteinkette.

E. Brückner ermittelte die Schneegrenze während der Würmvergletscherung am Chasseron zu 1200 m für das Sonnenbergplateau bei St. Immer zu 1125 m [1]. Machacek fand sie für das Doubstal noch etwas tiefer [2]. Nun erheben sich in der Weissensteinkette zwischen Hasenmatt und Balmfluh zahlreiche Punkte über 1210 m. Die Hasenmatt kulminiert sogar in 1447 m. Die Grundbedingung zur Entwicklung lokaler Gletscher ist also vorhanden. Verschiedene karähnliche Kessel und muldenförmige Comben, wie wir sie südlich der Wandfluh, bei Brüggli, südlich der Stalfluh und bei Nesselboden vorfinden, müssen die Lokalvereisung noch begünstigt haben. Auf das Vorhandensein würmeiszeitlicher

[1] F. Brückner, *Die Alpen im Eiszeitalter*, S. 586.
[2] F. Machacek, *Mitteilung der Berner nat. Ges.*, 1901.

Juragletscher im Gebiet der Weissensteinkette führte uns zuerst die Untersuchung an der Hasenmattstrasse bei Hohe Tannen. Die genannte Strasse schneidet zwischen 720 und 760 m in frisches Moränenmaterial ein. Es besteht fast ausschliesslich aus Jurakalk. Das nuss- bis faustgrosse Geröll ist meist nur kantenrund und kann somit nicht weit transportiert worden sein. Es steckt zum Teil in einer kalkigschlammigen Grundmasse. Gekritzte Kalke lassen sich nachweisen. Dieses Moränenmaterial gehört einer wallförmigen Aufschüttung an, die in Form einer Hufeisenhälfte eine beckenartige Erweiterung des Bacheinschnittes umfasst und bei 740 m vom Waldweg durchschnitten wird. Die Zusammensetzung des Materials, seine Beschaffenheit, Form und Lage der Moräne weisen unzweifelhaft auf einen einstigen kleinen Lokalgletscher hin, dessen Nährgebiet in der südlich der Stalfluh gelegenen Combe zu suchen ist. Das Vorhandensein einiger alpiner Geschiebe spricht keineswegs gegen die Lokalmoräne. Ihre Höhenlage entspricht ja der maximalen Höhenlage des Rhonegletschers. Eine Vermischung von Rhoneerratikum mit dem Material des Juragletschers ist die natürliche Folge dieser Höhenverhältnisse.

Nun führt die Hasenmattstrasse unterhalb P. 692 in 680 und 670 m an weitern Moränenaufschlüssen vorbei. Das Material ist gleich beschaffen wie in 740 m. Die alpinen Gesteine sind etwas reichlicher vorhanden. Schön gekritzte Kalke sind nicht selten. Die Jurakalke sind auch hier meist kantenrund, und die Hufeisenform der beiden Wälle lässt am Vorhandensein eines Juragletschers keinen Zweifel aufkommen. Besondern typisch entwickelt ist der äussere Wall. Vom Gehänge berabsteigend, umschlingt er in schönem Bogen ein kleines Becken, um am Bache abzubrechen. Auf seinem Rücken trägt er grössere Blöcke aus Jurakalk.

In 650 m schneidet der neue Weg noch einmal Moräne an. Der Wall zieht sich ebenfalls in einem dem Lokalgletscher entsprechenden Bogen durch den Wald bis in die Nähe des Baches, annähernd in der Höhenlage der Ufermoräne, die dem Rückzugsstadium von les Jambes de Bois entspricht. Er weist wie die beiden höher gelegenen Wälle, auf einen kleinen Vorstoss des Juragletschers hin, der in der Zeit erfolgte, da der Rhonegletscher bereits seinen Rückzug angetreten hatte. Eine Bestätigung dieser Tatsache liefern uns auch die Schotterverhältnisse des oben erwähnten Aufschlusses. Im Liegenden desselben beobachten wir sandige Rhonegletschermoräne mit viel alpinem Material und gekritzten Kalken. Darüber lagert

in scharfer Abgrenzung Moräne des Lokalgletschers: kantenrundes Geröll in sandiger Grundmasse mit höchstens 1 % Rhoneerratikum. Der Juragletscher hat hier seine Schotter auf die tieferliegende Ufermoräne des Rhonegletschers geschoben.

Das Nährgebiet eines zweiten kleinen Lokalgletschers lag im Felsenkessel bei Brüggli. Wo unterhalb P. 692 an der neuen Hasenmattstrasse die beiden Moränen des Hasenmattgletschers angeschnitten wurden, da wird ein weiterer Moränenwall aufgeschlossen, der sich, in nordwestlicher Richtung am Gehänge höher steigend, unterhalb Gehöft Süls hinzieht. Er steigt rasch von 670 auf 715 m. Sein Gefälle beträgt zirka 50 ‰. Auf der Nordseite des Walles liegt eine ausgesprochene Glacialmulde. Dieser Wall kann schon seines starken Gefälles wegen nicht als Ufermoräne des Rhonegletschers gedeutet werden. Seine Lage verweist auf einen Juragletscher, der durch den Einschnitt des Brügglibaches herunterstieg, aber durch den vorgelagerten Rhonegletscher stark zur Seite gedrängt wurde. Dafür sprechen einige kristalline Blöcke, die neben Jurakalkblöcken auf dem Rücken der Moräne zu beobachten sind, sowie der höhere Prozentsatz an alpinem Material im Aufschlusse selbst. Dem über P. 735 führenden Wege folgend, stossen wir in 750 m auf Moränenschotter, die in Beschaffenheit und Herkunft sofort den Lokalgletscher verraten. Hier handelt es sich um zwei kurze, hufeisenförmige Wälle, die eine kesselförmige Erweiterung des Bacheinschnittes umschlingen. Sie zeigen eine auffällige Uebereinstimmung mit der Moräne bei Hohe Tannen an der Hasenmattstrasse. Beiderorts steigen die Schuttwälle am Gehänge auf 750 bis 740 m nieder und erreichen damit das Niveau des vorgelagerten Rhonegletschers zur Zeit seiner maximalen Entwicklung. Die kleinen Juragletscher wurden von diesem gestaut, worauf das plötzliche Abbrechen ihrer Moränen schliessen lässt. Die Moränen eines weitern Juragletschers konnten wir an der Weissensteinstrasse oberhalb Oberdorf feststellen. Nördlich Stöckacker durchschneidet die Weissensteinbahn in 665 m einen kräftigen Moränenwall. Er setzt in 690 m ein und verläuft in gestrecktem Bogen westlich des Wildbacheinschnittes bis P. 606. Im Bahneinschnitt tritt Moränenmaterial zu Tage. In der sandreichen Grundmasse stecken kristalline Gerölle, gekritzte Kalke und sehr viele meist nur kantenrunde Juraschotter. Die Moräne gehört einem Juragletscher an, dessen Nährgebiet hauptsächlich im karförmigen Einzugsgebiet des heutigen Wildbaches lag. Dem

nämlichen Gletscher gehören drei Wälle östlich des Bacheinschnittes an. Sie verlaufen über Hubel, über P. 662 und über « K » des Wortes Känzematt. Im Strasseneinschnitt bei P. 662 wird Moräne mit gekritzten Geschieben aufgeschlossen. Ihrer Höhenlage nach entsprechen diese Schuttwälle denjenigen des Hasenmattgletschers unterhalb P. 672, woselbst auch die grosse Moräne des Brügglibachgletschers angeschnitten wird. Der Weissensteingletscher dürfte, analog den beiden andern Lokalgletschern, noch höher liegende Moränen zwischen 700 und 740 m aufgeworfen haben. Die Zeit gestattete uns die weitere Untersuchung nicht. Dagegen konnten wir fesstellen, dass die Moränen bei Stöckacker und Hubel nicht die Endmoränen des Weissensteingletschers sind. Zwischen Oberdorf und Langendorf geht das Wildbachtal bei Grünern in eine beckenartige Erweiterung über. Hier ziehen sich über die Punkte 531 und 525 kurze Moränenwälle, die ihrer Lage nach nur dem Weissensteingletscher entsprechen können. Der letztere derselben stösst bei Brüggmoosfeld in einem spitzen Winkel auf die Ufermoräne des Rhonegletschers, die dem Rückzugsstadium der Vorbergmoräne entspricht. Diese Moränen liegen einen Kilometer unterhalb Hubel. Sie sind nicht sehr mächtig und lassen auf eine entsprechende schwache Gletscherzunge schliessen.

Nun liegt die Vermutung nahe, dass auch der Hasenmatt- und der Brügglibachgletscher nicht nur bis 640 m zu Tale niederstiegen. Ein Kilometer unterhalb ihrer Moränen bei Sülsrain liegt die ebenfalls dem Rückzugsstadium der Vorbergmoräne entsprechende Kapfmoräne. Ihre sonderbare Kalkbreccie, von einem eiszeitlichen Felssturz herrührend, dürfte auf der Oberfläche des Brügglibachgletschers transportiert und am Ufer des Rhonegletschers abgelagert worden sein. Der feine, helle Kalkschlamm im Liegenden der Breccie deutet auf gestautes Schmelzwasser des Juragletschers hin.

Ohne Zweifel muss auch dem Felsenkessel oberhalb Bettlach ein kleiner Gletscher entstiegen sein. Wir haben uns die diesbezüglichen Beobachtungen, sowie die einlässlichere Untersuchung der Lokalvereisung im Gebiet der Weissensteinkette für später vorbehalten.

Zusammenfassend seien nachstehende Ergebnisse festgestellt:

1. Während der Würmeiszeit wies das Gebiet der Weissensteinkette, weil vielfach die Schneegrenze überragend, mehrere Lokalgletscher auf.

2. Ihr Nährgebiet lag in karförmigen Felsenkesseln und in Isoklinaltälchen.

3. Sie warfen Moränen zwischen 740 und 750 m, 620 und 640 und 530 und 550 m auf.

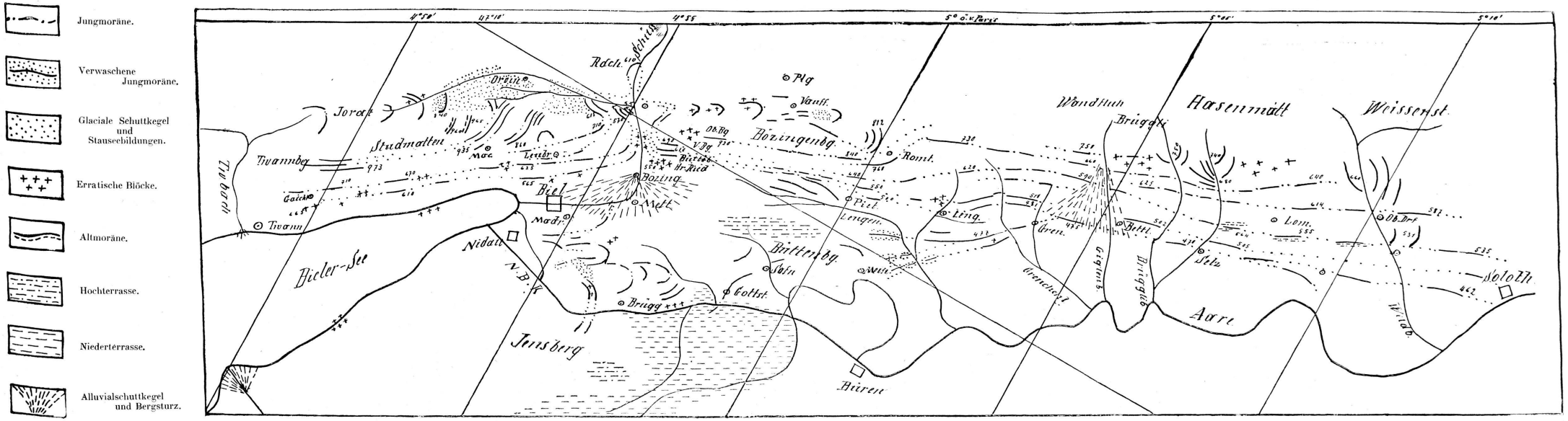
4. Die höchstgelegenen dieser Moränen entsprechen dem höchsten Stand des Rhonegletschers. Aus den Endmoränen ersehen wir, dass die Juragletscher während des Rhonegletscherrückzuges einen kleinen Vorstoss von höchstens 2 km ausführten.

Die Schotter von Lommiswil.

Im Liegenden der Kapfmoräne oberhalb Selzach, P. 564, treten geschichtete Schotter auf. Im Bacheinschnitt nördlich dieses Punktes werden die nämlichen Schotter in einer mächtigen Kiesgrube ausgebeutet. Ihre Schichtung ist deutlich. Die obern Lagen sind locker, die untern fest verkittet. Der Jurakalk tritt stark zurück; dunkle Alpenkalke dagegen sind reichlich vorhanden. Die kristallinen Gesteinsarten stammen teils aus dem Rhone-, teils aus dem Aargletschergebiet. Die nämlichen Schotter können längs des Weierraines über Hubel bis Langendorf verfolgt werden [1]. Sie liegen unter der Grundmoräne und den Ufermoränen des würmeiszeitlichen Rhonegletschers und gehören einer ausgedehnten Terrasse an, welche die Umgebung von Lommiswil beherrscht. Bei Kapf erreichen sie die Höhe von 550 m. Ihre Basis liegt bei 530 m. Diese Schotter entsprechen nach Höhenlage und Material den von Aeberhardt [2] und Nussbaum [3] verzeichneten Schottern auf dem Büttenberg, bei Arch, im NO des Jensberges und anderwärts. Ersterer beschreibt sie als Hochterrassenschotter, letzterer als « Schotter auf den Molasse-Anhöhen. »

[1] L. Rollier, *Geol. Karte der Schweiz.*
[2] B. Aeberhardt, *Les gorges de la Suze*, S. 6.
[3] F. Nussbaum, *Ueber die Schotter im Seeland*, S. 5.

Die Jungmoränen des Rhonegletschers und der Juragletscher zwischen Twann und Solothurn.



Kartenskizze von F. Antenen.

Masstab 1 : 100,000