Das Pleistozän

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **26 (1933)**

Heft 2

PDF erstellt am: **13.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

diese während den folgenden Vereisungen noch abgetragen wurden, ist nicht zu ermitteln. Trotz dem mannigfaltigsten Gesteinswechsel zeigt kein einziges Alpenrandseeprofil den Charakter einer sog. typischen Glaziallandschaft mit selektiver Modellierung des Untergrundes, wie er in den obersten Teilen der Täler vielfach so reich ausgestattet auftritt.

III.

Das Pleistozän.

Das Altpleistozän oder die Hochterrassenschottereiszeiten.

Über die Gliederung und Einordnung der Hochterrassenzeit.

Die Hochterrassen- und Alpenrandseefragen sind wohl die aktuellsten Probleme des Schweizerquartärs, da sie im Rahmen der PENCK-BRÜCKNER'schen Gliederung nicht gelöst werden können. F. MÜHLBERG (116) und E. BLÖSCH (45) wiesen nach, dass die Hochterrasse an der untern Aare und am Rhein schon vor der Ausbreitung der Moränen der grossen Vergletscherung bis zu 100 m Tiefe durchtalt war. Andererseits beobachtete J. HUG (95) den Übergang von Hochterrasse in Moränen der grössten Eiszeit in der Gegend von Baden und Rafz. B. AEBERHARD (1—4) bestritt die fluvioglaziale Natur der ältern Schotter im Seeland und auf den Plateaux der Westschweiz, die von jungen Moränen bedeckt sind, da sie sich aus dem Gebiet der sichern Hochterrasse im Aargau bis an die Oberläufe der Saane und Sense verfolgen liessen, was auf eine Interglazialzeit hindeute. Dagegen beschrieb F. NUSSBAUM (125, 129) gekritzte Geschiebe und Moränenschmitzen aus diesen Ablagerungen nördlich von Bern, was fluvioglaziale Entstehung und einen vorrisszeitlichen Vorstoss des Aaregletschers beweise. Da sich diese alten Schotter, trotzdem sie sich im Ausbreitungsgebiet der grössten und auch der letzten Vergletscherung des Rhonegletschers ausdehnen, ausschliesslich aus Aare-, Emme-, Saane- und Sensematerial zusammensetzen und damit ihre Unabhängigkeit und ihr höheres Alter gegenüber der Risseiszeit nachweisen, so stellte F. NUSSBAUM (127) die Plateauschotter des Bucheggberges, des Frienisberges und des Forsts zwischen Saane, Sense und Aare zu den jüngern Deckenschottern. F. MÜHLBERG (45) fand zwischen Menziken und Rickenbach gekritzte Geschiebe in der Hochterrasse und schloss daraus schon 1896 auf eine 5. Eiszeit, die Hochterrasseneiszeit.

ALBERT HEIM (74) und A. AEPPLI (5) verfochten die Entstehung der alpinen Randseen durch ein Rücksinken der Alpen, wodurch eine gewisse subalpine Zone rückläufig geworden sei, und suchten dies durch die den Deckenschottern zugeschriebenen alten Schotter zwischen Sihl und Lorze und im Lorzetobel, sowie auf der Baarburg,

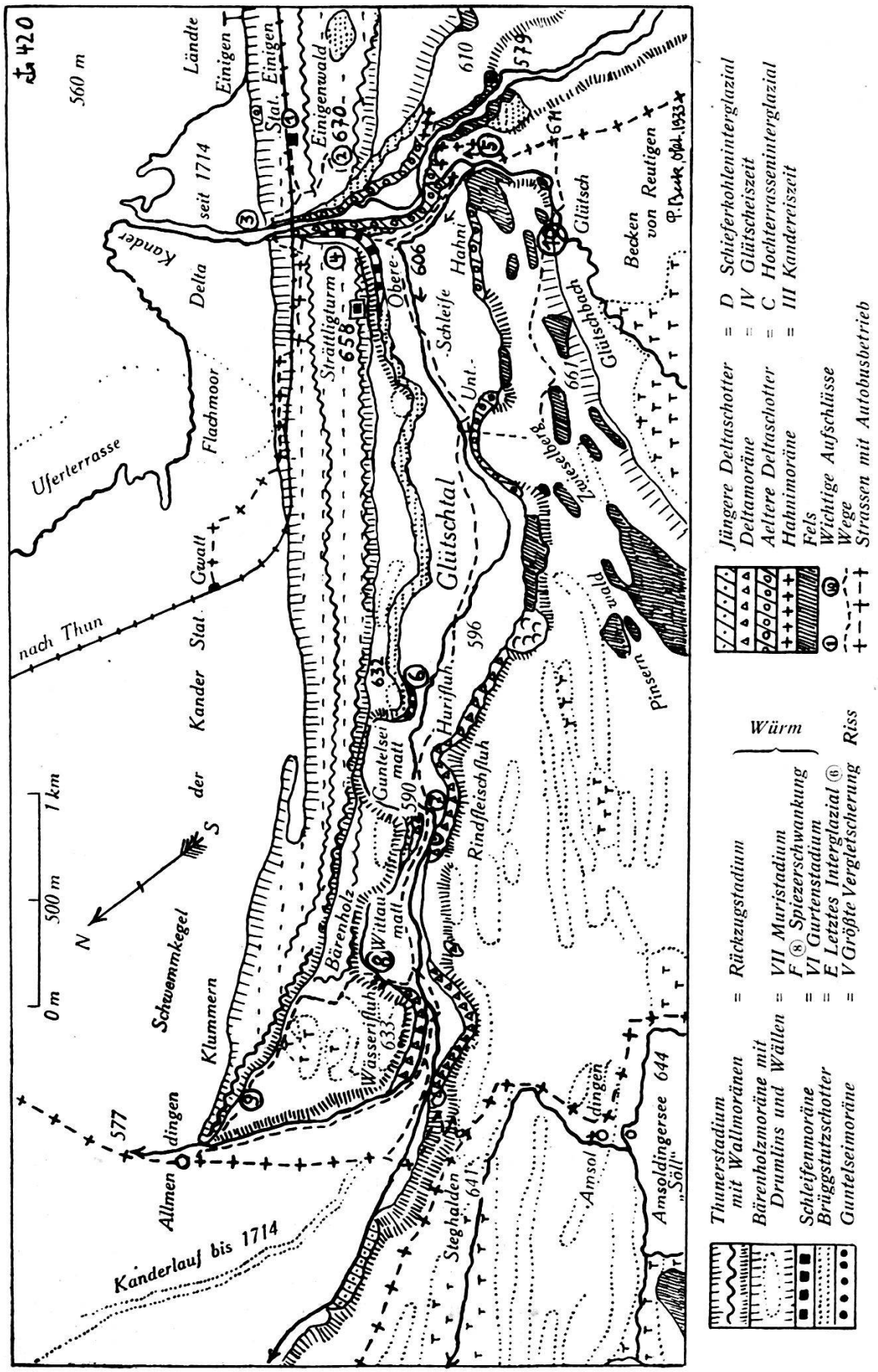

Fig. 1. Die 5 pleistozänen Moränen im Glütschtal und Kanderdurchstich bei Thun.

aber auch durch rückläufige Terrassen am Zürichsee zu beweisen. ROMAN FREI (54) wies dagegen nach, dass die letztgenannten Ablagerungen vielmehr der Hochterrasse, die erstern aber der Risseiszeit zuzuschreiben seien.

1921 und 1922 beschrieb der Verfasser (29, 31) die neu aufgenommenen Quartärablagerungen der weitern Umgebung von Thun und teilte folgende Schichtfolge mit:

10. Strättligmoräne, Wall.
9. Bärenholzmoräne, Grundmoräne mit Drumlins.
8. Wässerifluhschichten mit Schieferkohlen und Schnecken.
7. Schleifenmoräne, mächtige Grundmoräne.
6. Brüggstutzschotter, an ihrer Basis Schieferkohlen und Tone.
5. Guntelseimoräne, stark verwitterte Blockmoräne.
   Guntelseischotter, Vorstossschotter?
4. Jüngere Deltaschotter, lakustre Ablagerungen von Thun bis Bern.
3. Deltamoräne im Glütschtal, ca. 1 km weit.
2. Ältere Deltaschotter, längs Simme, Kander und Glütschbach.
1. Hahnimoräne, Grundmoräne an der Kander.

Fels.

1921 bezeichnete er ohne irgendwelche Parallelisierungsversuche mit dem PENCK-BRÜCKNER'schen Schema 1 als Kandervorstoss, 3 als Glütschvorstoss, 5 als Moräne der grössten Vereisung, 7 als Moräne der letzten Vereisung und 9 und 10 als Rückzugsmoränen. Die Kandervereisung wurde mit der Hochterrasse zeitlich und ursächlich in Beziehung gebracht.

Eine weite regionaltektonische Senkung veränderte die Gefällsverhältnisse derart, dass schon von Basel an alle Hauptflüsse von der Erosion zur Akkumulation übergingen, und in langer Auffüllung der Täler die Rinnen- und Hochterrassenschotter bildeten, während der Aaregletscher bis über Bern hinaus vorstiess, die dortige Aufschotterung verstärkte und nach seinem raschen Rückzuge in seinem Zungenbecken den 60—70 m höher als heute gestauten Aaresee beherbergte.

1922 parallelisierte der Verfasser diese Ablagerungen nach dem PENCK-BRÜCKNER'schen Schema, das mit Ausnahme der Hahnimoräne für jede Moräne ein Äquivalent zu bieten schien. Ausser diesem äussern Grunde kamen noch in Betracht die Tatsache, dass Nr. 4, die bis nach Bern reichenden jüngern Deltaschotter, offensichtlich den grössten zwischeneiszeitlichen Raum beanspruchten und daher zum Trennen von Eiszeiten ein besseres Argument bildeten als die Verwitterung der Guntelseimoräne Nr. 5; ferner, dass der Fortsetzung dieser Moräne im Aaretal bis nach Bern Einschlüsse von Rhonegesteinen fehlen, trotzdem der Rhonegletscher vom Gurnigel an das Aaretal mit Wallisereis eindeckte und den Aaregletscher gegen das obere Emmental abdrängte. Daher wurden der Brügg-

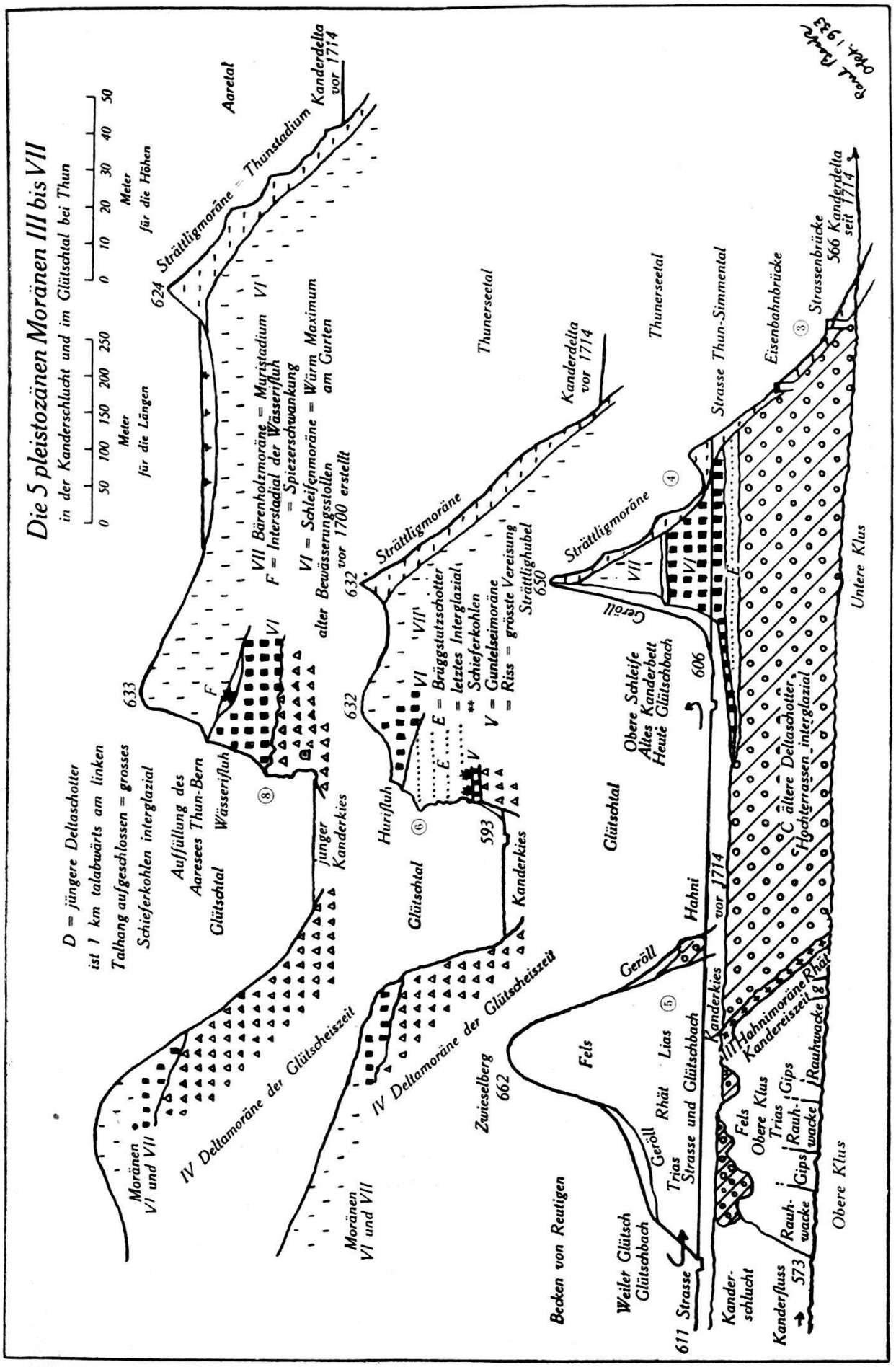
Die 5 pleistozänen Moränen III bis VII
in der Kanderschlucht und im Glütschtal bei Thun
0 50 100 150 200 250
Meter für die Längen
0 10 20 30 40 50
Meter für die Höhen
D = jüngere Deltaschotter
ist 1 km talabwärts am linken
Talhang aufgeschlossen = grosses
Schieferkohlen interglazial
Auffüllung des
Aaresees Thun-Bern
Glütschtal
Wässerifluh
junger Kanderkies
Moränen VI und VII
IV Deltamoräne der Glütscheiszeit
633
624
Aaretal
Strättligmoräne = Thunstadium
Kanderdelta vor 1714
VII Bärenholzmoräne = Muristadium VI
F = Interstadial der Wässerifluh
= Spiezerschwankung
VI = Schleifenmoräne = Würm Maximum
alter Bewässerungsstollen am Gurten
vor 1700 erstellt
Thunerseetal
632
Strättligmoräne
Kanderdelta vor 1714
Hurifluh
E = Brüggstutzschotter
= letztes Interglazial
** Schieferkohlen
V = Guntelseimoräne
= Riss = grösste Vereisung
Strättlighubel
593
Kanderkies
Glütschtal
Zwieselberg
662
Fels
Geröll
Rhät
Lias
Trias
Strasse und Glütschbach
Becken von Reutigen
Weiler Glütsch
Glütschbach
611 Strasse
Kanderschlucht
Kanderfluss
573
Rauhwacke
Gips
Obere Klus
Trias
Rauhwacke
Gips
Rauhwacke
Obere Klus
Hahnimoräne
Kandereiszeit
Rhät
Kanderkies
Hahni
vor 1714
Glütschtal
Obere Schleife
Altes Kanderbett
Heute Glütschbach
606
Geröll
Strättligmoräne
Strasse Thun-Simmental
Eisenbahnbrücke
Strassenbrücke
566 Kanderdelta seit 1714
Untere Klus
C ältere Deltaschotter
Hochterrassen interglazial
Paul Baule Okt. 1933

Fig. 2.

stutzschotter und mit ihm alle die horizontalen Schotter im Aaretal bis Rubigen der Laufenschwankung und die Wässerifluhschichten (Nr. 8) der Achenschwankung zugeteilt. Im weitern erscheinen die horizontal gelagerten Schichten 5—10 in die schiefen, also lakustren Ablagerungen 1—4 eingeschachtelt und durch eine grosse Erosionsperiode getrennt. Diese Einteilung bestätigte sich lokal auch bei der weitern Ausdehnung der Untersuchungen. Eine neue Parallelisierung (1932) (37) mit der heute gültigen ostalpinen Gliederung, die sowohl die Laufen- als auch die Achenschwankung fallen lässt, veranlasste daher die Zusammenfassung der horizontalen Schotter des Aaretales bis Spiez zu einer spätwürmzeitlichen Spiezerschwankung. So gut, reich und klar die Quartärablagerungen am Ausgang der bernischen Alpentäler sind, so verworren erscheint ihre Fortsetzung ausserhalb Bern infolge der Bifurkation des Tales gegen Westen und Nordosten, sowie der sich kreuzenden alten und neuen Aareschlingen.

1921—1922 verfasste A. JEANNET (98) die grossangelegte Monographie der Schieferkohlen des Linthtales zwischen Zürich- und Walensee mit folgender Gliederung:

8. Moraines et remparts morainiques, drumlins.
7. Moraine de fond et blocs erratiques.
6. Graviers supérieurs de Wangen, Uznach-Kaltbrunn.
   Erosion plus ou moins complète du niveau argilo-charbonneux supérieur.
5. Lambeaux morainiques de Mettlen et du Böllenbergtobel; lehm graveleux du Böllenbergtobel et du Kaltbrunner Dorfbach.
4. Charbons feuilletés de la vallée de la Glatt et de Mörschwil. Niveau principal (supérieur) d'Uznach-Kaltbrunn, Wangen, Winden près Mollis. Sables et graviers moyens (Ober-Buchwald).
3. Morainé inférieure aux charbons feuilletés.
2. Graviers et deltas, pp. „Rinnenschotter": Aatalkies, graviers inférieurs de Wangen, deltas de l'Au, Güntenstall, Sonnenberg, Walenberg etc.
   Flores de Bühlgass et de Güntenstall.
1. Moraines inférieures reposant sur la Molasse ou passant latéralement aux limons lacustres.
   Le lac commence à s'alluvionner. Début de l'affaissement du bord septentrional des Alpes. „Übertiefung" tectonique; la vallée se transforme en un lac. Fin du creusement de la vallée. Deckenschotter d'Altschloss près Wädenswil, de l'Albis et de l'Ütliberg.
   1—3 Dépôts lacustres: limons, argiles, vase, craie lacustre, etc., du milieu du lac.

A. JEANNET parallelisiert ebenfalls nach PENCK-BRÜCKNER und zwar wie folgt: 8 = Bühlstadium, 7 = Würmmaximum, 6 = vierte Interglazialzeit, 5 = 4. Vergletscherung, 4 = 3. Interglazialzeit, 3 = 3. Vergletscherung, 2 = 2. Interglazialzeit, 1 = 2. Vergletscherung, Mindelzeit. Dabei werden 3, 4 und 5 zusammen als „Risseiszeit Penck-Brückner's" und „Grösste Vergletscherung Alb. Heim's" bezeichnet. Auch diesen Datierungen fehlt die Verbindung mit den ausserhalb der Würmmoränen sich ausdehnenden Hochterrassenschottern und den Moränen der grössten Vereisung. Der wesentlichste Unterschied der Deutungen der grossen Quartäranhäufungen besteht darin, dass im Linthgebiet unter Verneinung einer wesentlichen, durch Schotter dokumentierten Rückzugsphase der Würmeiszeit, ev. dargestellt durch Nr. 6, die Moränen auf die verschiedenen Eiszeiten, inklusive einer ältern Risszeit und die Mindeleiszeit verteilt werden, weil die Deutung des alten Linthsees als die Folge eines starken Rücksinkens der Alpen im Sinne HEIM's das Auftreten von Moränen und Schottern, die dem jüngern Deckenschotter entsprechen, nicht absolut ausschliesst. Im Aaregebiet begann die Datierung bei der ältesten, der Kandermoräne, einer Ablagerung, die nach den dortigen Verhältnissen jünger sein muss als die jüngern Deckenschotter und erst nach der tiefsten Talbildung entstehen konnte. Dadurch wurde der oberste Schotter, Nr. 7, überzählig und den Rückszugsschwankungen der Würmzeit zugeteilt, wozu auch noch örtliche Verhältnisse, wie seine geschlossene Erstreckung innerhalb der inneren Würmmoränen, mitsprachen.

1932 veröffentlichte J. HUG (95) eine kurze Mitteilung über die Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal, die sich in der Folge als Schlüssel zur Parallelisierung der Gliederungen am Alpenrand mit denen der Nordschweiz erwies und für das so äusserst wichtige Grenzgebiet der intra- und extrawürmmoränischen Ablagerungen folgende Stufen ergab:

Ablagerungen zwischen Mindel und Würm.

5. Vorstoss des Gletschers über die Grenze der Würmeiszeit hinaus (grösste Eiszeit).
4. Rückzug des Gletschers weiter alpeneinwärts (obere Schotterzone).
3. Vorstoss des Gletschers bis ins Glattal und bis gegen Zürich (untere Moränenzone).
2. Ablagerungen von einigen zehn Meter Schotter, wobei der Gletscher weiter alpeneinwärts (innerhalb Glattal und Wädenswil) gestanden sein muss.

Nach der auf die Mindelperiode folgenden grossen Vertiefung der Täler kam zunächst in den Talsohlen eine Schlammablagerung als Folge einer 1. Stauung.

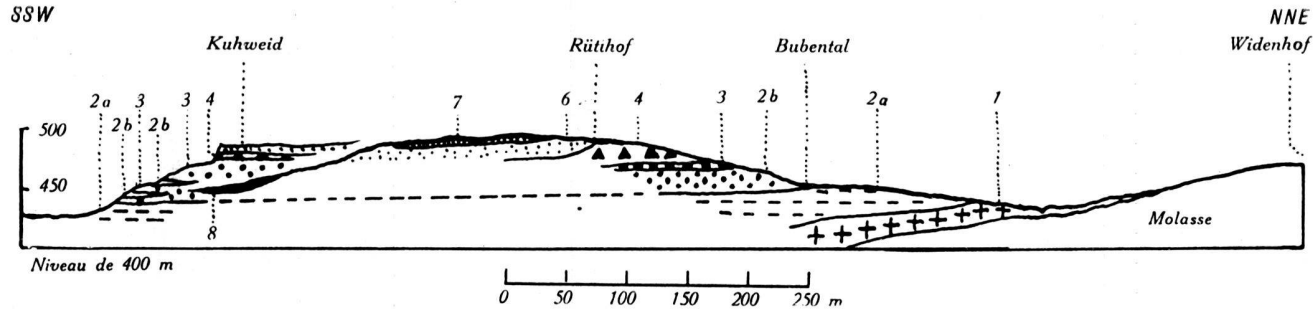

Fig. 3. Profil transversal de la terrasse au N. de Wangen (Schwyz) d'après A. JEANNET 1918—1919. Interprétation 1933. 1. Moraine inférieure = Kander. 2a. Argiles rubannées, argiles à végétaux. 2b. Graviers inférieurs. 3. Moraines inférieures aux charbons feuilletés = Glütsch. 4. Niveaux des charbons feuilletés. (5 Moraine supérieure aux charbons feuilletés fait défaut par érosion = Riss.) 6. Graviers supérieurs. 7. Moraine supérieure = Würm. 8. Moraine de retrait.

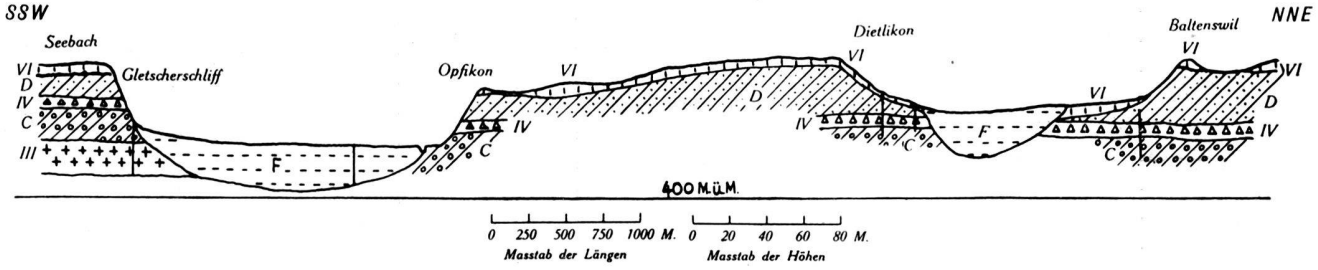

Fig. 4. Querprofil durch die alten Schotter des mittleren Glattales nach JAKOB HUG, Zürich. Oktober 1933.

VI: Moränen der letzten Vergletscherung, vorwiegend allgemeine Grundmoränenbedeckung des Killwangerstadiums. **F:** Ablagerungen der letzten Eiszeit in den Talböden, besonders Seebodenlehme im Zungenbecken des Schlierenstadiums und der Zwischenstadien Schlieren-Zürich, stellenweise auch Schotter der entsprechenden Stadien = Spiezerschwankung. **Schliff:** am Kontakt zwischen den Moränen der letzten Vergletscherung und den Hochterrassenschottern. Die Lücke umfasst V und E.

D: Schotter älter als die letzte Vergletscherung, durch diese abgeschliffen = Grosses Schieferkohleninterglazial.

IV: Mittlere Moräne in den älteren Schottern bei Seebach als gekritzte Grundmoräne, erratische Blöcke bei Opfikon, Lehmeinlagerungen in den Bohrungen bei Dietlikon und Baltenswil-Brüttisellen = Glütscheiszeit. **C:** Schotter der Hochterrasseninterglazialzeit. Häufig lakuster.

III: Untere Schlammoräne der Bohrung Seebach und einer Bohrung ca. 25 m unter der Glatt bei Niederglatt = Kandereiszeit.

Durch eingehende persönliche Besprechung zwischen J. Hug und dem Verfasser konnten folgende die allgemeine Parallelisation bestimmende Punkte festgestellt werden:

1. Zwischen den Felsböden der tiefsten Talbildung und den Moränen der grössten Vereisung liegen innerhalb der Würmmoränenkränze zwei durch eine Grundmoräne getrennte Schotter und eine tiefste Schlammschicht, die ev. eine Moräne darstellt. Den Schottern entsprechen die jüngern und ältern Deltaschichten des Aaretales, getrennt durch die Deltamoräne des Glütschvorstosses, der fragliche Moränenschlamm dagegen der Hahnimoräne der Kandereiszeit.
2. Nach aussen gehen sämtliche Ablagerungen in die Hochterrasse und die Rinnenschotter über, bedeckt von den Moränen der grössten Vereisung.
3. Alle diese Ablagerungen müssen jünger als die Deckenschotter und die 2. Interglazialzeit sein, da sie die tiefsten Talfurchen ausfüllen und im untern Glattal tief zwischen die jüngern Deckenschotter eingelagert auftreten. Tektonische Verstellungen sind hier absolut ausgeschlossen.
4. Alpenwärts treten über der mittlern Moräne die berühmten Schieferkohlen von Wetzikon und Dürnten auf, so dass zwischen die mittlere Moräne und die grösste Vergletscherung eine regelrechte Interglazialzeit fällt, dieselbe, die den grossen Aaretalsee von Thun bis Bern mit Deltaschottern und Seetonen auffüllte. Damit ist der direkte Zusammenhang der Hochterrassenschotter mit ältern Moränen als denen der grossen Vergletscherung, also den Kander- und Glütscheiszeiten, direkt bewiesen, gleichzeitig aber auch die absolute Unabhängigkeit der letztern von der grössten Vergletscherung, der eigentlichen Risseiszeit. Die Bezeichnungen für die beiden neuen Eiszeiten werden am besten dem Aaregebiet entnommen, einmal da sie dort in der Gliederung von 1921 zuerst festgestellt, bezeichnet und mit der Hochterrasse und der Alpenrandseestauung in Verbindung gebracht wurden, dann aber auch, weil sie hier schön aufgeschlossen zu sehen sind und auch ihre Beziehungen zur Riss- und Würmzeit sehr klar liegen. Dadurch, dass nun die grösste Interglazialzeit vor der Risszeit nachgewiesen ist, fällt der wesentlichste Grund für die Bezeichnung der Guntelseimoräne Nr. 5 als Moräne der grössten Vergletscherung weg, damit aber auch die Notwendigkeit, die Brüggstutzschotter Nr. 6 einer Würmschwankung, also der Spiezerschwankung, zuzuteilen. So parallelisiert, decken sich nun die Verhältnisse im Aaretal vollständig mit denjenigen im Linthgebiet, sofern man auch hier die beiden untersten Moränen zwischen Riss und tiefster Talbildung einordnet und die Bezeichnung als Mindelmoräne aufgibt. Die Nummern 1—7 stimmen

dann vollständig überein; einzig die Würmablagerungen sind bei Thun etwas reichhaltiger bezüglich der Rückzugsschwankungen.[1])

Nach diesen Ausführungen gliedert sich das Altpleistozän oder die Hochterrassenzeit wie folgt:

Innerhalb der Würmmoränen:	*Ausserhalb der Würmmoränen:*
D. Die Schieferkohleninterglazialzeit IV. Glütscheiszeit C. Hochterrasseninterglazialzeit III. Kandereiszeit.	Hochterrasse im allgemeinen.

III. Die ältere Hochterrassen- oder Kandereiszeit.

Kurz vor ihrer Einmündung in den Thunersee durchbricht die Kander bei der Häusergruppe Hahni in enger Schlucht den Triasrücken des Zwieselberges. Die Schlucht setzt sich seewärts fort, indem verfestigte Deltaschotter- und Sande noch 1 km weit senkrechte Wände bilden. Zwischen den Deltaschottern und dem Fels taucht

[1]) Eine von J. Hug abweichende Auffassung des Glattalglazials legt Armin Weber (186) dar. Er bestreitet die Einheitlichkeit der Hochterrassen- und Rinnenschotter und stützt sich dabei auf die Tatsache, dass stellenweise zwischen beiden ein Molassesockel sichtbar ist. Nach A. Weber würde der Hochterrassenschotter einzig auf den Molassesockeln liegen und erst nach seiner Ablagerung hätten sich die tiefsten Felstalrinnen gebildet. Eine Akkumulationsperiode hätte später die Felsrinnen mit Schottern, der Moräne von Seebach-Opfikon und den darüber lagernden Schottern aufgefüllt, so dass vor der grössten Vergletscherung eine Mittelterrasse entstanden wäre, in die sich die Niederterrassen und Moränen der letzten Eiszeit einschachtelten. Ein entscheidendes Querprofil, das die verschiedene Natur der Hoch- und Mittelterrasse beweisen könnte, fehlt. Deshalb stehen nur Analogiebeweise zur Verfügung. F. Mühlberg (180) und Ed. Blösch (45) wiesen schon lange eine Durchtalung der Hochterrasse im Aare- und Rheingebiet nach, die älter ist, als die grösste Vereisung. Eine ähnliche Mittelterrasse, wie sie Weber im Glattal nachweist, fehlt in den genannten Gebieten. Im Kanderdurchstich am Thunersee sieht man direkt wie die Deltaschotter der Hochterrasse sich unter den Moränen und Schottern der grössten und letzten Eiszeit durchziehen, so dass dort Hochterrassen- und Rinnenschotter zweifellos eine Einheit bilden. Da sowohl Weber wie Hug die Hochterrasse, die Rinnenschotter, die Schotter von Seebach und Opfikon, welche eine Moräne einschliessen, und die Schieferkohlen vor die grösste Vereisung setzen, so ändert der Hauptgesichtspunkt unserer Chronologie auf keinen Fall. Die Hug'sche Auffassung, die sich auch auf mehrere hundert Bohrprofile und eine grosse technische Erfahrung in Grundwasserfassungen stützt, ist genetisch die einfachere, indem er die Mittelterrasse als einfache Erosionsform betrachtet, wogegen die Weber'sche Darstellung als moränenführendes Akkumulationsprodukt komplizierter ist und zu den Erfahrungen im Linthgebiet (Jeannet) und im Aaretal im Gegensatz steht. Es liegen somit, wie ich mich auf der Glattal-Exkursion der Schweiz. geologischen Gesellschaft vom 22. Oktober 1933, an der die beiden Ansichten demonstriert wurden, überzeugen konnte, heute keine Gründe vor, die bisherige von J. Hug, Albert Heim, F. Mühlberg und Ed. Blösch vertretene Auffassung von der Einheitlichkeit der Hochterrassen- und Rinnenschotter zu verlassen.

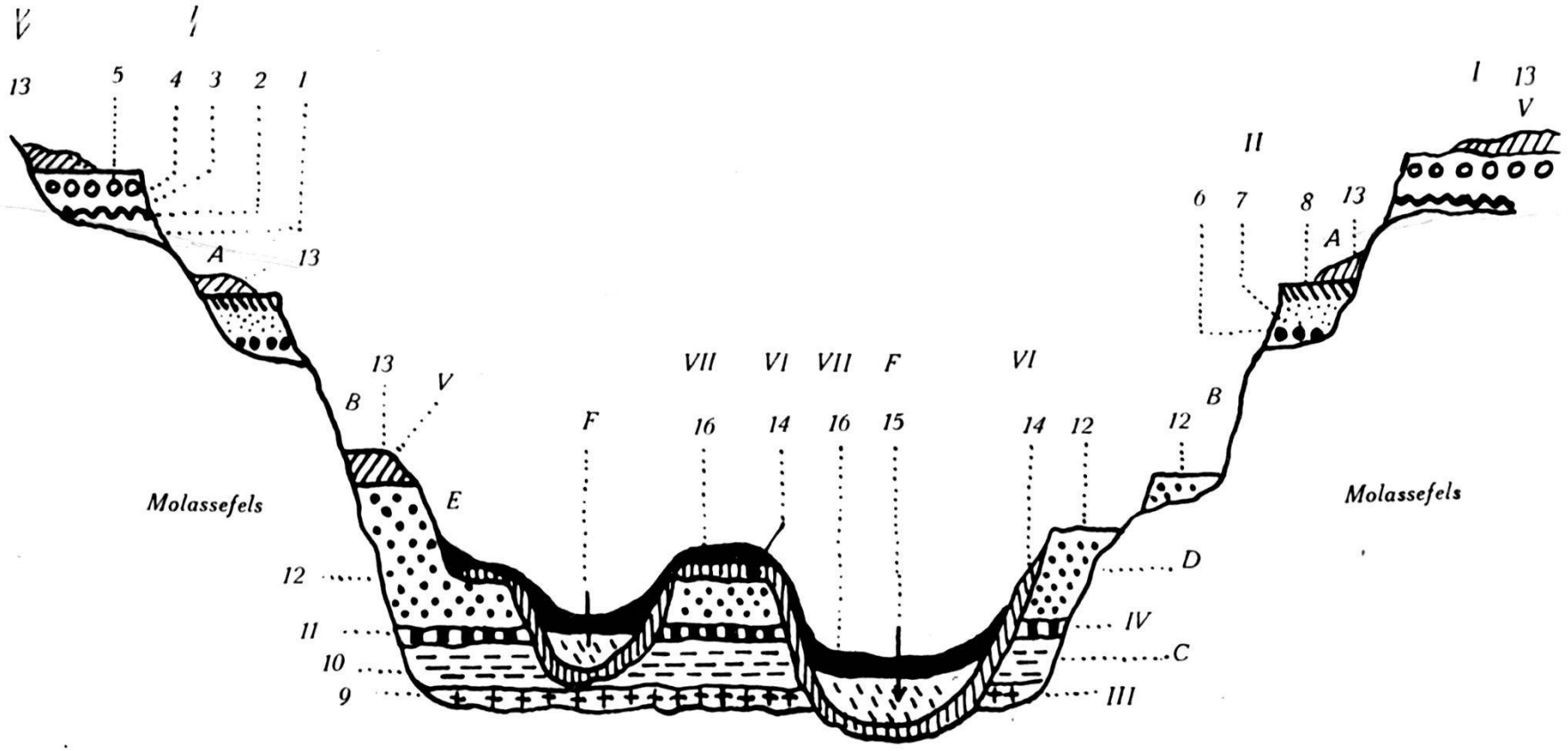

Fig. 5. Schematisches Sammelprofil der gesamten Eiszeitenfolge im Glatt-Rheingebiet nach ROMAN FREI, ALBERT HEIM, JAKOB HUG u. a. von PAUL BECK, Thun. Dezember 1933.

I Günzeiszeit = Aelterer Deckenschotter
A Erosion der Deckenschotterinterglazialzeit
II Mindeleiszeit = Jüngerer Deckenschotter
B Grosse pliozäne Interglazialzeit. Erosion der tiefsten Rinnen der Haupttäler

1 Staffelschotter
2 Eggvorstoss
3 Lägernschwankung
4 Albisvorstoss
5 Uetlibergschotter
6 Herdernvorstoss
7 Thurschwankung (Schotter)
8 Stammheimvorstoss

III Kandereiszeit
C Hochterrasseninterglazialzeit
IV Glütscheiszeit
D Schieferkohleninterglazialzeit
V Risseiszeit = grösste Vergletscherung

9 Schlammoräne von Seebach etc.
10 Deltaschotter, Sande und Tone von Opfikon
11 Moräne von Seebach-Opfikon
12 Obere Hochterrassenschotter, z. T. hoch an den Hängen, z. T. am Gehängefuss und in Inselbergen im Tal als Mittelterrasse.
13 Moränen der grössten Vereisung, z. T. auf Hochterrasse u. Deckenschottern. Altmoränen

E Letzte grosse Interglazialzeit
VI Würmeiszeit = letzte grosse Eiszeit
F Spiezerschwankung
VII Schlussvereisung = Zürich-Muri

14 Moräne der letzten grossen Vereisung in die Hochterrassenablagerungen 9—12 eingetieft. Aeussere Jungmoränen
15 Lakustre Zungenbeckenausfüllungen der verschiedenen Würmstadien
16 Moränen und fluvioglaziale Schotter des innern Jungmoränenkranzes

auf beiden Ufern in 570—600 m Meereshöhe eine 4 m mächtige Grundmoräne zur Tiefe (Beck Nr. 1)[1]). Diese kann wegen ihrer tiefen Lage nicht der Mindeleiszeit zugerechnet werden; sie gehört aber auch nicht der Risseiszeit an, da sie noch von mehreren Moränen überlagert wird. Sie wurde daher als Kandereiszeit bezeichnet. Da sie von Seeablagerungen eingedeckt wird, die 40—60 m über den heutigen Thunersee reichen, so muss nach dem Rückzug des kanderzeitlichen Gletschers sofort ein See entstanden sein, von dem unsere Oberländerseen nur noch geringe Reste sind. Als stauender Damm zum Absperren der Talausgänge zwischen Gurten, Frienisberg und Grauholz, von denen wahrscheinlich der letztere in der Richtung der untern Emme durch die Aare benützt wurde, können einzig die fluvioglazialen Ablagerungen vor der Stirn des kanderzeitlichen Gletschers in Frage kommen. Solche Ablagerungen sind als „Plateauschotter" bei Köniz (630 m), am Könizberg (630 m), von Bümpliz bis zur Station Thörishaus (630—640 m), auf dem Forstplateau überhaupt (67) und auf dem Frienisbergplateau (125), an den Abhängen des Moossee-Lissbachtales, in der Umgebung von Jegenstorf und Hindelbank (129) sowie auf der Lutzeren zwischen Bolligen und Krauchtal (680 m) vorhanden (67). Sie unterscheiden sich dadurch von den Ablagerungen der Riss- und Würmeiszeiten, dass während den beiden letztgenannten Perioden der Rhonegletscher das See- und Mittelland bis an den Gurten, resp. bis an den Gurnigel bedeckte und Wallisererratika hinterliess, dass aber die genannten Plateau- und Rinnenschotter nur aus Aarematerial bestehen. Bei Station Thörishaus im Wangental liegen sie auf mehr oder weniger mächtigen Aaremoränen, die ihrerseits dem Molassefels auflagern (67) und der Kandereiszeit angehören. Da andererseits die Seeablagerungen, durch Bohrungen (39, 44, 64—66) nachgewiesen, sich durch das Aaretal bis nach Bern fortsetzen, wo sie im Marzili mehr als 76 m unter den heutigen Aarespiegel hinabreichen, so muss geschlossen werden, dass der kanderzeitliche Gletscher erst einen Vorstoss bis gegen die Sense und die Saane, sowie auch gegen Norden machte (Leehubel bei Meikirch in 680 m Höhe), dabei die tiefen Talrinnen ausserhalb der Felsschwelle Schosshalde-Spitalacker-Engehalde-Grosse Schanze mehr oder weniger mit Moränen erfüllte und sich dann bis an die genannte Felsenschwelle nördlich der Altstadt Bern zurückzog. Von hier aus lagerte er die grosse Schotterbarriere ab, welche erstmals einen Aaresee abdämmte.

Übereinstimmende Verhältnisse finden sich in den Tälern der Linth-Limmat und der Glatt wieder. In den beiden letzten wurden durch Bohrungen über dem Molassefels Schlammschichten mit wenig Geröllen erschlossen, die sehr wohl Grundmoränen sein können (95).

---

[1]) Die eingeklammerten Namen und Zahlen beziehen sich auf die eingangs mitgeteilten Profile von Beck, Jeannet und Hug zur Parallelisierung der Schlüsselgebiete.

Jedenfalls ist die Seebildung erwiesen (Seebach bei Zürich, Opfikon, Wädenswiler Halbinsel = HUG Nr. 1). Zwischen Walen- und Zürichsee traten dagegen die Moränen der Kandereiszeit während der Schieferkohlengewinnung durch Abbau und Sondierungen klar zutage: Bei Wangen und Unterbuchberg zieht sich bei Bubental eine Grundmoräne, die von Bändertonen und Pflanzen führenden Seeletten bedeckt ist, von der Molassehöhe des Buchberges als Unterlage unter den Komplex der Schieferkohlen führenden Ablagerungen. Im Kaltbrunnertobel schliesst der Dorfbach unter einem Schotterdelta eine tiefste Moräne über dem Felsgrund auf (JEANNET Nr. 1).

Die gewaltige Aufschotterung vor der Gletscherstirn, die enge, tiefe Flusstäler und Plateaux gleichmässig einzudecken vermochte, darf aber nicht einseitig als fluvioglaziale Erscheinung gewertet werden (29), sondern vielmehr als Folge einer tektonischen Krustenbewegung, durch die sich Jura, Mittelland und Alpen von Basel an gegen Süden senkten; denn die grossartige altpleistozäne Akkumulation umfasst alle Hochterrassenschotter und die alpenrandlichen Seeablagerungen und dringt im Simmental, bei Reichenbach und im Suldgraben (29, 63) weit ins Berner Oberland hinein. Eine nachweisbare Knickungsstelle fehlt. Natürlich senkten sich dabei die heutigen Seefelsböden des Alpenrandes am allermeisten. Am Nord- wie am Südrand sehen die Alpen wie in eine Schotter- und Wasserfläche eingetaucht aus.

Dieses tektonische Verhalten des Schweizergebietes begann sich erst nach und nach fühlbar zu machen; denn viele tiefgelegene Felswannen sprechen dafür, dass der leicht zerstörbare Sandsteinfels zu Beginn der Kandereiszeit noch nicht durch Moränen oder Schotter gegen die subglazialen Wirkungen des Eises geschützt war (29). Dagegen dauerte das akkumulierende Regime bis weit in die Schieferkohleninterglazialzeit hinein. Für die riesige Aufschotterung spricht auch der Umstand, dass sich der Aaresee bis Bern mit Seematerial füllen konnte, ohne entleert zu werden.

In den Gebieten des Rhonegletschers, sowie der südlichen Alpengletscher fehlen Spuren von Moränen, nicht aber Schotterterrassen und grosse Anhäufungen, die in der Poebene bis über 100 m tief erbohrt werden (134). Im schweizerischen Anteil des Rhonegebietes dürfen wohl einzig die „alluvions de la Côte", ca. 620—650 m hoch über Rolle gelegen und das „Signal-de-Bougy" tragend und sich von Aubonne bis Beguins erstreckend, zur Hochterrasse gerechnet werden.

Das seit ca. 100 Jahren bekannte Vorkommnis, zwischen Molasse und hängender Moräne gelagert, wurde im Laufe der Zeit recht verschieden gedeutet: Die ältern Autoren setzen diese ausschliesslich alpinen Schotter zwischen die beiden ihnen bekannten Eiszeiten. E. BRÜCKNER bezeichnete sie erst als Niederterrasse, später als Inter-

stadial des Würm. F. A. FOREL stellte sie den Dranceschottern oberhalb Thonon gleich als Stauschotter zwischen Hang und Gletscher. A. DELEBECQUE findet sie älter als der Léman, und H. SCHARDT stellt sie erst in den Beginn der Eiszeit, später zu den Deckenschottern. Der Engländer DU RICHE-PRELLER bezeichnet sie als pliozäne Schotter mit Deckenschottercharakter. B. AEBERHARD spricht die Möglichkeit aus, dass sie „mesoglaciaire" seien und älter als das nahe Juragebirge, da ihnen Juragerölle fehlen, was später BRÜCKNER widerlegt. W. KILIAN stellt sie in ein Würminterstadium und R. FREI weist nach, dass sie jünger seien als die Deckenschotter. A. JEANNET (173) hebt ihre Unabhängigkeit von den hangenden und anlagernden Moränen hervor, ebenso ihren jüngern fluviatilen, d. h. gut gewaschenen Charakter. Er denkt an Risschotter. Wir schliessen uns hier der Auffassung von ALBERT HEIM an, der sie zur Hochterrasse stellt, und zwar aus folgenden Gründen: Im transjurassischen Rhonegebiet sind nur die beiden letzten Eiszeiten nachgewiesen worden und zwar für die grösste Eiszeit in Verbindung mit Flussterrassen in ca. 50 m Höhe über dem Fluss. Darüber beschreibt CH. DEPÉRET ca. 100 m über dem Fluss gelegene graue Schotter als Hochterrasse, die keine eiszeitlichen Spuren aufweisen. Höher folgen pliozäne Terrassen. Da von keiner Seite die Kennzeichen eines gletschernahen Schotters, wie eckige Blöcke und gekritzte Geschiebe mitgeteilt werden, so kann es sich nicht um die Auffüllung eines Gletscherstausees handeln, die übrigens deltoid gelagert wäre, sondern um eine Flussablagerung. Da E. GAGNEBIN im Drancegebiet bei Thonon nach mündlicher und E. JOUKOWSKI in der Umgebung von Genève gestützt auf viele Bohrprofile nach schriftlicher Mitteilung ebenfalls nur 2 Vereisungen mit 2 Moränendecken nachweisen können, so können die dazwischen lagernden „alluvions anciennes" nicht den ca. 250 m höher gelegenen „alluvions de la Côte" entsprechen, sondern müssen jünger sein. Die letztern dürfen vorläufig als Vertreter eines hochgelegenen Talbodens betrachtet und den grauen Schottern der Umgebung von Lyon zugezählt werden. Allerdings würde das von A. JEANNET von Bougy bis Begnins zu 7,8 ‰ berechnete Sohlen-Gefälle auf die Strecke von ca. 200 km bis Lyon eine Höhendifferenz von 1560 m ausmachen. Es wird aber kaum den Talweg, sondern einen schiefen Schnitt durch den Hang bezeichnen. Ausserdem muss hier darauf hingewiesen werden, dass im Gegensatz zum transjurassischen Rhein, wo die verschiedenen Schotterdecken von den jüngern zu den ältern sich immer stärker zur oberrheinischen Tiefebene senken, um dort unterzutauchen, längs der Rhone bis zum Mittelmeer bis in die Würmzeit die allgemeinen Hebungen die Talbildung dominierten. Die Hebung des Juras und des westalpinen Vorlandes scheint sich, nach den Terrassen zu beurteilen, bis in die jüngste Zeit fortgesetzt zu haben, während von der Aare ostwärts die grosse pleistozäne Akkumulationsperiode die Haupttäler beherrschte. Die Schotter der Côte dürften

somit auch älter sein als das eigentliche Lémanbecken. Dies ist ein gutes Beispiel dafür wie die Verhältnisse selbst so benachbarter Gebiete wie diejenigen der Rhone und der Aare nicht unbewiesen verallgemeinert werden dürfen, dass am einen Ort Erosion, am andern Akkumulation vorherrschen kann.

C. Die Hochterrasseninterglazialzeit.

Die folgende Hochterrasseninterglazialzeit lieferte die Ablagerungen zwischen den beiden Hochterrasseneiszeiten. Ihr gehören die Deltaschotter längs der Simme und der Kander, sowie des obern Glütschtales an (über 5 km weit). Oben zu grober Nagelfluh verkittet, nehmen nach unten die Sandpartien zu und gehen, wie eine Bohrung beim Zusammenfluss der Flüsse ergibt, nach unten in die Schlammfacies über. Oben werden sie häufig durch verfestigte Horizontalschotter diskordant abgeschlossen (Beck Nr. 2).

Unterhalb Bern lassen sich die Schotter dieser Interglazialzeit nur dort von der übrigen Hochterrasse ausscheiden, wo sie von Moränenresten überlagert werden. Dies scheint nördlich von Bern der Fall zu sein: Am Bimer westlich Jegenstorf und an der Bahnlinie bei Hindelbank (129).

Deutlich aufgeschlossen tritt der ältere Hochterrassenschotter bei Seebach und Opfikon im Glattal auf, wo seine häufig lakustre Ausbildung ebenfalls auf Stauungen hinweist. Durch Bohrungen konnte er auf der Halbinsel Au am Zürichsee, bei Mühlenen zwischen Wädenswil und Richterswil, sowie im Klettgau bei Neunkirch nachgewiesen werden (Hug Nr. 2).

Im alten Linthsee zählen die untern Schotter und Deltaschichten von Wangen am untern Buchberg, die Deltas von Güntenstall-Sonnenberg und am Walenberg ob Mollis, sowie die Aatalkiese der Gegend von Pfäffikoner- und Greifensee (Jeannet Nr. 2) zum ältern Hochterrassenschotter. Aus diesen Ablagerungen stammen Taxus, Abies alba, Quercus, Acer, Fraxinus und Moose, die für Wald und feuchte Felsen charakteristisch sind.

IV. Die jüngere Hochterrassen- oder Glütscheiszeit (event. Thuneiszeit).[1])

Im untern Teil des Glütschtales bei Thun, dem vor der Kanderableitung von der Kander durchflossenen Trockental, verändern die Deltaschotter ihren Habitus durch Aufnahme von eckigen Geschieben, teils riesigen Blöcken, wildem, kantigem und zum Teil lehmigem Material, dessen direkte Beziehungen zu einem Gletscher unverkenn-

[1]) Von verschiedenen Seiten wurde die Anregung gemacht, den für Nichtdeutsche schwer auszusprechenden ursprünglichen Namen „Glütsch" durch das bekanntere, benachbarte „Thun" zu ersetzen.

bar sind. Es ist, als ob hier eine Gletscherstirn in den Aaresee vorgestossen wäre. Die Ausdehnung dieser „Deltamoräne" beträgt 2 km, stets bespült vom Glütschbach (BECK Nr. 3).

Der Glütscheiszeit dürfen im Mittelland die in die Hochterrasse eingelagerten Moränen und Moränenreste zugeteilt werden: Die Gletscherspuren von Hindelbank und Jegenstorf (129), die gekritzten Geschiebe von Menziken-Rickenbach (116), die Moränen von Seebach bei Zürich und der Halbinsel Au, sowie im Klettgau (HUG Nr. 3). Obwohl die beiden erstgenannten Stellen sich im Ausbreitungsgebiet des Rhonegletschers der beiden letzten Eiszeiten befinden und von starken Grundmoränen mit Wallisergesteinen eingedeckt sind, so bestehen die Ablagerungen des Glütschvorstosses nur aus Gesteinen des Aaregebietes, was sie von den jüngern Riss- und Würmzeiten scharf unterscheidet. Hieher zählen auch die Moräne unter den Schieferkohlen von Bubental bei Wangen, die liegende Moräne im Böllenbergtobel bei Uznach und die mittlere Moräne im Kaltenbrunnertobel zwischen dem Güntenstallerdelta und den Schieferkohlen (JEANNET Nr. 3). Unter den Schieferkohlen von Dürnten beobachtete ALBERT HEIM 9 m Grundmoräne (19); unter den entsprechenden Schichten von Schöneich bei Wetzikon liegt nach den Feststellungen von ESCHER und HEIM Grundmoräne mit erratischen Blöcken. Unter den Schieferkohlen von Eschenbach (20) wurden Lehmlager mit Geröllen sondiert, möglicherweise auch Grundmoräne. Ebenso vermutet man zwischen den Schieferkohlen und dem Delta am Walenberg bei Mollis eine Grundmoräne.

Die Glütscheiszeit dürfte damit im innerwürmmoränischen Gebiet genügend nachgewiesen sein. Sie liegt im Linthgebiet stets unter den Schieferkohlen und stösst einzig bei Neunkirch (96) (erbohrt) über die Moränen der letzten Vereisung hinaus vor. Die Glütscheiszeit lieferte dem Hochterrassenschotter die gekritzten und kantigen Geschiebe, die NUSSBAUM (125, 129) bewogen, diese ganze Ablagerung als fluvioglazial zu bezeichnen. Sie ist die von MÜHLBERG (116) schon 1896 vermutete neue Eiszeit. Unter der Rissmoräne nördlich Rafz und auf der Westseite des Hiltenberges über Glattfelden und über der Glattmündung treten noch grosse eckige Blöcke im Hochterrassenschotter auf. Weiter draussen im Mittelland und im Rheintal fehlen alle Andeutungen der Glütscheiszeit, so dass die dortige Hochterrasse ungegliedert erscheint, ein Beweis, dass die tektonischen Stauungsmomente die klimatischen und glazialen überwiegen. In den Gebieten der Rhone, des Ticino und der Adda blieben die Verhältnisse ähnlich denen der Kandereiszeit: Der Rhonegletscher überschritt das Lémanbecken nicht (60), sondern lieferte nur Schotter ins transjurassische Rhonetal. Im Süden der Alpen setzte sich die grosse Aufschüttung des Pogolfes fort.

D. Die Schieferkohleninterglazialzeit.

Im Suldtalgraben und im Kandertal bei Reichenbach, sowie am untersten Teil des Simmen- und Diemtigtales lagern mächtige Schotter über den Deltaschichten der Simmenzeit (29). Mächtige Schuttkegel von der Stockhornkette her überbrückten das Stocken- und oberste Gürbetal (29, 41), so dass die Gürbe und die andern Stockhornbäche ins Aaretal gelangten, dort ihren Schutt ablagerten, das Gürbetal aber frei liessen. Von Thun bis Bern bieten (Beck Nr. 4) über 40 Bohrungen (39, 44, 64—66) Einblick in die Verlandung des Aaretales. Letzteres ist bis nahe unter die heutige Sohle mit Seeablagerungen aufgefüllt und zwar hauptsächlich mit blauen Seetonen. Unterhalb Münsingen reichen sie tiefer als 88,2 m (bis 432,2 m ü. M.) und im Marzili in Bern 76 m (bis 424 m ü. M.) unter die heutige Tal-Sohle, ohne dass der Felsgrund erreicht worden wäre. Die 82,5 m unterhalb Münsingen erbohrten Tone sind durchaus einheitlich. Ober- und unterhalb Uttigen werden sie stellenweise von festen Sanden verschiedener Mächtigkeit überlagert, bei Kiesen, wo die Rothachen und der Kiesenbach an der Verlandung des Aaresees mitarbeiteten, von verfestigten Schottern, bei Wichtrach und Belp von Schlammsanden. Die postglaziale Kiesaufschüttung nimmt von Thun bis ins Becken von Belp immer ab, so dass einer grössten Mächtigkeit der rezenten Kiese von 24 m oberhalb Uttigen nur 6 m bei der Hunzikenbrücke (Belp-Rubigen) gegenüberstehen. Sie nehmen auch seitlich ab, so dass die Seeablagerungen oberhalb Uttigen in der Sohle der Aare erscheinen, wo sie Anodonten lieferten.

Unterhalb Bern können sie von den Schottern der vorhergehenden Interglazialzeit nicht getrennt werden, stellen aber einen Hauptteil der Schotter dar, für die Aeberhard fluviatile Entstehung ansprach. Zu ihnen gehören viele der unter Rhonemoräne verdeckten Schotter der Gegend von Koppigen, der Hochterrasse, welche der Aare von Solothurn bis nach Olten folgt (4), die Hochterrassen (116—122, 131) der ausserhalb der Würmvereisung gelegenen Täler des Aargaus, inklusive Reuss- und Limmattal, des Glatt- und Aatales im Kt. Zürich (Hug Nr. 4), der Rheingegend von Schaffhausen bis über Basel hinaus. Die Gesamtmächtigkeit der Hochterrassenablagerungen erreicht damit am untern Thunersee 200—250 m, bei Bern-Köniz ca. 200, an der mittleren und untern Aare 140—100. Sie reichen am Buchberg 140 m über den Rhein und bei Basel noch 70 m über die heutige Talsohle.

Was diese Interglazialzeit besonders kennzeichnet und als solche beweist, sind die zahlreichen Schieferkohlen, die sich in den intrawürm gelegenen Zungenbecken der vorhergehenden Glütscheiszeit bildeten. Die Schieferkohlen lagern fast immer direkt über der liegenden Moräne und beweisen so den raschen Klimawechsel. Die festgestellten Moose gehören zu den Moorbildnern. Bei Dürnten (73) stellte man

Elephas antiquus, Rhinoceros Merckii, Bos primigenius, Cervus alces und C. elaphus fest. In Uznach (98) fehlt von dieser Fauna R. Merckii; dagegen lieferte es Ursus spelaeus. Schieferkohlen beutete man aus oder prüfte sie auf ihre Verwendung in Dürnten (19), Schöneich-Wetzikon (21), Gossau, Kt. Zürich (22b), Eschenbach (20), Uznach-Kaltbrunn, Wangen am Unterbuchberg, Winden bei Mollis, und Mörschwil, Kt. St. Gallen (156) (alle diese Vorkommnisse JEANNET Nr. 4). Die Kohlen von Gondiswil, Kt. Bern, und Zell, Kt. Luzern (69), ergänzen das bisherige Bild, indem sie den Übergang von der Schieferkohleninterglazialzeit zur grössten Vergletscherung demonstrieren. In den Molassetälern auf der Nordseite des Napfs baute die altpleistozäne Akkumulationsperiode eine Hochterrasse auf. Dabei verstopften die Schotter die Ausgänge einiger Täler zwischen Huttwil und Zell, so dass in dieser Gegend verlandende Seen und Torfmoore entstanden. Die Tierfunde (69, TH. STUDER) beweisen, dass hier zuerst Wassertiere lebten: Fischotter, Biber, Wassermaus, Stockente, Kormoranscharbe, Sumpfschildkröte und Hecht, daneben aber auch Waldtiere: Hirsch, Reh, Elch, Wildschwein und Hund. In den obern Teilen der Schieferkohlen und den darüber lagernden Sanden fand man dagegen eine Tundren- und Weidefauna, erstere repräsentiert durch Renn und Mammut, letztere durch Riesenhirsch, Pferd und vielleicht auch Rhinoceros. Die Flora (69, W. RYTZ) bestätigt den durch die Faunen bezeichneten Klimawechsel: Die Verlandung, die gut verfolgt wurde, endete nicht wie zu erwarten mit einem mesophytischen Mischlaubwald, sondern mit Birken- und Birkenkiefernwäldern, wie man sie heute nur im untern Lenatal in Sibirien antrifft. Da noch geologische Beweise, dass die benachbarten Hochterrassenschotter von der grössten Vereisung überdeckt wurden, dazutreten (ED. GERBER), so ist nicht daran zu zweifeln, dass wir es in Gondiswil-Zell mit dem Übergang von der Schieferkohleninterglazialzeit zur grössten Vergletscherung oder Risseiszeit zu tun haben.

ED. BLOESCH (45) weist nach, dass die Verwitterung und die Verkittung der Hochterrasse unter der Rissmoräne, sowie die Einschachtelung der letztern in die erstere für eine längere, die Hochterrasse und die Risseiszeit trennende Erosionsperiode sprechen (Beznau 100 m, Reuental 30 m, Schäffligen unterhalb Laufenburg auf 4 km um 50 m eingetieft mit erratischen Blöcken, bei Gibisberg nahe Hettenswil 30 m tiefe Seitentäler in der Hochterrasse, mit Rissmaterial gefüllt, ähnliches bei der Glattmündung). Im Glatt- und Aatal bildete diese Erosionszeit wie A. WEBER (186) nachwies, eine Art Mittelterrasse aus. Die Verhältnisse der Schieferkohlenprofile der Nordostschweiz, sowie der Ablagerungen in der Umgebung von Thun lassen sich ebensowohl durch die Erosion des Rissgletschers wie durch vorherige Flusserosion erklären, da keine grossen Höhenunterschiede vorkommen. Oberhalb der Altstadt Bern treten dagegen

die Rissgrundmoränen unmittelbar über dem Aareniveau auf, wenig über 500 m, während die Hochterrasse, in einzelne Decken getrennt, auf 630 m liegt. Das Fehlen der nächstjüngern Ablagerungen der Risseiszeit und des letzten Interglazials am Wohlensee und im untersten Saanetal deutet auch jetzt noch auf einen nach NE gerichteten Aarelauf hin (Ed. Gerber). Hier liegt zweifellos eine mächtige Erosionszeit zwischen Hochterrassenbildung und Risszeit. Verwitterung und Verkittung der Hochterrasse vor der grössten Vergletscherung, sowie endlich ausgedehnte Durchtalung der Hochterrasse kommen nebeneinander vor und schliessen sich nicht aus.

Die Schieferkohleninterglazialzeit erzeugte ferner südlich der Alpen die Ferrettoschichten, welche sich stark von den letzten Vereisungsmaterialien unterscheiden.

Aussen sehr häufig verkittet, aber weniger allgemein als die Deckenschotter, nehmen die Hochterrassenschotter auch bezüglich Verwitterung und Gehalt an kristallinen Geröllen eine Mittelstellung zwischen Decken- und jungen Schottern ein. Sind die Deckenschotter wichtig als Spender starker und gleichmässiger Quellen, so bilden die Rinnenschotter, sofern es sich nicht um Seeablagerungen handelt, gute Grundwasserträger. Da die später wieder einschneidenden Flüsse die alten verschütteten Rinnen nicht überall wieder trafen, so kreuzen sich die eingedeckten altquartären Felstäler und die heutigen Flussläufe oft, wobei die gleichsam versteinerten alten Schotterrinnen ihre Grundwasserströme in die Flüsse entleeren. Solche Talkreuzungen stehen auch mit der Bildung vieler epigenetisch in den Felsgrund eingeschnittener Talstücke, die sich häufig durch Stromschnellen auszeichnen, im Zusammenhang. Besonderes Interesse bietet in dieser Hinsicht das Rheintal unterhalb Schaffhausen (81, 83)[1]).

Das Mittelpleistozän.

Das Mittelpleistozän umfasst praktischerweise die grösste Vergletscherung und die letzte Interglazialzeit. Nach unten lässt es sich leicht von der altpleistozänen Hochterrasse, nach oben ebensogut von den Ablagerungen der letzten Eiszeit trennen.

---

[1]) Die neue Ordnung der Eiszeiten bringt auch eine fast vollständige Übereinstimmung der Deutung des berühmten Interglazialprofils von HÖTTING bei Innsbruck (132, 37): Setzt man die pflanzenführende Höttingerbreccie den schweiz. Schieferkohlen gleich, so treffen die üblichen Bezeichnungen der 2 hangenden Moränen als Riss- und Würmmoränen zu. Die liegende Moräne, die z. Z. noch als Mindelmoräne betrachtet wird, ist dann aber der Glütscheiszeit zuzuzählen und die ältern Innkonglomerate dem ältern Hochterrassenschotter. Die grosse Stauungsperiode, die in der Schweiz gegen das Ende der Schieferkohleninterglazialzeit endete, scheint sich im Inntal erst später in der Riss-Würmzeit durch die mächtige Bildung der Inntalterrasse auszuwirken.

V. Die grösste oder Risseiszeit.

Unter dem Namen Riss ist hier einzig die grösste Vergletscherung zu verstehen, ohne alle hypothetischen Vor- oder Spätphasen. Die früher als Vorphasen aufgefassten Ablagerungen sind als Kander- und Glütscheiszeiten ausgeschieden; Spätphasen wurden bisher nicht nachgewiesen. Alle Beobachtungen weisen darauf hin, dass die Risszeit nur verhältnissmässig kurze Zeit dauerte und daher in der Maximalausdehnung, wie in den Rückzugsstellungen nur geringe morphologische Wirkungen hinterliess. An vielen Orten kam es nicht einmal zur Bildung von Endmoränenwällen.

Ein eigentliches zugehöriges Mittelterrassensystem fehlt im Rheingebiet. Zum Teil recht hoch gelegene Stauschotter aus dieser Zeit erwähnt Bloesch (45) bei Koblenz und Böttstein-Leibstadt; Mühlberg (119—121) kartiert solche besonders zwischen dem aargauischen See- und dem Surtal. Zwischen der Aare und der Emme (128, 130) treten ca. 900 m hoch gelegene Schotter auf, teils wild, teils ruhig, von frischem Aussehen (bes. des Kristallins) und mit ziemlich viel gekritzten Geschieben, gelegentlich direkt in Rissmoräne übergehend auf exponierten Berg gräten auf. Ihr junges Aussehen spricht sie als Rissablagerungen an, obschon verschiedene morphologische Gesichtspunkte auch auf Deckenschotter hinzuweisen scheinen (westlich und östlich von Walkringen bei Oberlauterbach, zwischen Blasenfluh und Obergoldbach, zwischen Schüpbach und Emme).

Dagegen stellt Ch. Depéret (1913) bei Lyon die Verknüpfung der Moränen der grössten Vergletscherung mit einer die Rhone um 55—60 m überragenden Flussterrasse fest. Die Rhonequelle befand sich an den Moränen von Echets. Er bezeichnet sie gegenüber der schon erwähnten Hochterrasse (95 m ü. d. Fl.) als Mittelterrasse. Zwischen dieser äussersten Moränenzone und dem schönen Kranz der Jungmoränen unterscheidet Depéret eine zweite Gletscherstellung, die die 30 m-Terrasse erzeugte und die er als „Neoriss" bezeichnet. Andere Beweise als die Bildung dieser Terrasse fehlen zur Etablierung einer grossen Schwankung. Trotzdem ändert er später (1918—1920) seine Deutung dieser Ablagerungen, um sie seinem Terrassensystem besser gleichordnen zu können und nennt nun die grösste Vereisung Mindel und das Neoriss eigentliches Riss, eine Auffassung, die beim Vergleich mit allen andern Vereisungsgebieten nicht haltbar ist und daher auch von vielen Kennern abgelehnt wurde. Für uns ist wichtig, dass in der Umgebung von Lyon die Erosionsbedingungen viel stärker ausgeprägt waren als im Rhein-Aaregebiet. Wir werden später die Stellung des „Neoriss" am Stockhorn, auf der Iller-Lechplatte und vor allem im nordischen Warthevorstoss wieder begegnen, immer als unbedeutende Rückzugsphase, der der Charakter einer Vereisung fehlt. Über die Umgebung von Genève stellt mir E. Joukowsky seine neuesten z. T. unveröffentlichten, vielfach bei technischen Arbeiten

gemachten Beobachtungen und Auffassungen in höchst verdankenswerter Weise zur Verfügung: „Dans une nombreuse série de puits et sondages, j'ai trouvé la succession: 1° soubassement molassique, 2° moraine I, 3° interglaciaire stratifié (dans les parties basses seulement et discontinues, parfois à fossiles terrestres), 4° alluvion ancienne, 5° moraine II, 6° toute la serie des dépôts superposés (tardiglaciaire ou postglaciaire)." JOUKOWSKY stellte fest, dass die untere oder Rissmoräne in vorrisszeitlichen Tälern lagert. Der „Talweg du Rhône prérissien" lässt sich vom heutigen Seeausfluss südlich vom Molassehügel von Bernex durch längs der Aire bis nach Soral und Chancy, derjenige der Arve von Annemasse über Arare nach Soral verfolgen.

Im Innern der Würmmoränenbogen kennt man Rissmoränen aus dem Aaretal, d. h. vom Glütschtal, wo sie sich durch Verwitterung auszeichnet, bei Thungschneit und von Hunzigen bis nach Bern (BECK Nr. 5) und in den Aareschlingen nördlich Bern. Über den Schieferkohlen von Eschenbach (20) findet man Moränenspuren, über denjenigen von Uznach-Kaltbrunn Moränenfetzen bei Mettlen und im Böllenbergtobel u. a. O. (JEANNET Nr. 5). Im Aaretal senkt sich die Unterlage der Rissmoräne stärker als der heutige Aarelauf von ca. 40 m über dem Thunersee ins Aareniveau bei Bern.

Die Ausdehnung der Risseiszeit von Lyon bis Rheinfelden kann einzig nach der Verbreitung der Irrblöcke und den spärlichen Moränespuren umrissen werden (55). Im Innern der Alpen fallen die Hochstandspuren der beiden letzten Eiszeiten fast ganz zusammen. Einzig an der Stockhornkette und am Gurnigel (41) wurden über den höchsten Würmmoränen zwei Eisrandlagen kartiert: Am Simmentalhang bei 1620 und 1560 m (Würmeis 1400 m), am freien Nordhang bei 1400 und 1380 m (Würmhöhe 1150 m).

Der Rissvorstoss kennzeichnet sich durch das riesige Anschwellen der Areale des Rhone- und des Rheingletschers (55), die 24660 km² resp. 17400 km² ausmachten, gegenüber 16360 und 14300 km² zur Würmeiszeit. Aare- und Linthgletscher wurden aus ihren Stammtälern ins Reussgletscherterrain verdrängt. Das ganze schweizerische Mittelland bildete einen Eissee, dessen Oberfläche grossenteils über die Schneegrenze hinaufragte. Die abschmelzenden Zungen des Rhonegletschers reichten über den Jura hinüber nach Lyon, nach Ornans und Salins bei Besançon, an den Dessoubre bei St. Hippolyte, ins Becken von Delémont, ins Tal von Liestal und bis nach Möhlin bei Rheinfelden, während das Rheineis im Nordosten von Sigmaringen bis Riedlingen die Donau überschritt, wie die dortigen, zwar ziemlich zerstörten Altmoränen beweisen. Der Rheingletscher besetzte mit seinem Ostrand sein Günz-Mindelareal nicht mehr vollständig, während er es gegen Norden und Westen (Wutach) ganz bedeutend überschritt. Wie weit diese Verschiebung auf morphologische Oberflächenänderungen, wie stark auf junge tektonische Be-

wegungen, die im Bodenseegebiet nachgewiesen sind, oder auf klimatische (ozeanisch-kontinentale) Faktoren infolge Küstenverschiebungen zurückzuführen ist, kann nicht auseinandergehalten werden. Jedenfalls erfolgte die Ablenkung des Alpenrheins gegen Westen in der grossen pliozänen Interglazialzeit.

Anders liegen die Verhältnisse beim Rhonegletscher. Die Rhone wurde schon im Pliozän, spätestens zwischen Simmenfluh und Burgfluhniveau, die am Grammont über dem obern Genfersee in ca. 1500 resp. 1000 m Höhe liegen, durch die schon anfänglich nach dem Mittelmeer fliessende Arve erobert. Einmal abgelenkt, scheint das Einschneiden besonders in den jüngsten Zeiten dank der tief liegenden Erosionsbasis rasch vor sich gegangen zu sein, sonst hätte sich die Wasserscheide des Jorat nicht in so unmittelbarer Nähe des Léman erhalten können, und es müssten sich im Mittelland Spuren der mittlern und ältern Rhonegletschervorstösse erhalten haben. Dem sich nur langsam erniedrigenden Bergrücken Pélerin-Jorat ist es mit zu verdanken, dass die nur wenig ausgedehnten Hochterrassenschottereiszeiten des Rhonegletschers im benachbarten Aaregebiet unbekannt sind. Zur Risszeit änderten die Verhältnisse mit einem Schlage: Der Joratrücken war soweit erniedrigt, dass er vom gestauten Rhonegletscher überschritten wurde. Zwischen den Voralpen und dem Jorat erzeugten die Abflüsse der ins Aaregebiet vorstossenden Gletscherlappen die heutigen Trockentäler: Oberste Broye-Sionge zur Sarine, der Glâne und der Neirigue ebenfalls zur Sarine und der Broye ins bernische Seeland. Der früher beginnende Hauptvorstoss ging aber zwischen Jorat und Jura durch ins Nozon-Thièlegebiet. Die Entstehung der Juraseen und die eigenartige Durchtalung der mit Hochterrassenschotter bedeckten Plateaux des Seelandes bis in den Winkel zwischen dem solothurnischen Leberberg und dem Bucheggberg können vorläufig einzig mit dem risszeitlichen Vorstoss des Rhonegletschers in Beziehung gebracht werden; denn den Schotterdecken der Anhöhen fehlt Rhonematerial, während nach B. Aeberhard und F. Nussbaum solches in den Schottern, die den tiefern Talflanken folgen, reichlich vorhanden ist (1,125). Die risszeitliche Durchtalung des Molasseplateaus am Jurafuss bereitete die Ablenkung der Aare aus der Richtung Bern-Wangen gegen Aarberg vor.

Tiefe Sommertemperaturen und vermehrte Niederschläge steigerten die Eismasse, dass sie sich an der Umrandung des Lémanbeckens, besonders am Jura, staute und infolgedessen noch den Solothurner- und Basler Jura überfluten konnte.

Von den mittelländischen Molassebergen überragte einzig der 1400 m hohe Napf das Eismeer, das am Chasseron, der Rhonemündung gegenüber, in 1446 m Höhe kulminierte. Da die Schneegrenze in ca. 1100 m Höhe lag und das Binneneis weit im Mittelland

draussen bis an den Jura querte, ist es begreiflich, dass schon bei einer sehr geringen Senkung derselben das Nährgebiet um riesige Beträge zunahm. Die Arealdifferenzen der schweizerischen Gletscher beruhen zum Teil auf der Bodengestalt des Vorlandes und den dadurch bedingten Stauungen, dann aber ganz besonders auf dem weiter unten erörterten Einfluss eines kalten und gleichzeitig ozeanischen Klimas. Gibt schon das Verhalten des weniger gestauten und kontinentaler gelegenen Rheingletschers dieser Auffassung recht, so tun dies die südlichen Alpengletscher des Ticino und der Adda in vermehrtem Masse. Hier fehlen im Alpeninnern die Höhendifferenzen ganz. Vom Lago di Varese bis in die Brianza bleiben die Würmmoränen nur wenig hinter den Rissbildungen zurück, und am Lago di Orta, bei Arona am Lago Maggiore, sowie am Lago di Lecco, also in den heutigen Entwässerungsrinnen, stiess der Würmgletscher sogar über die Altmoränen hinaus vor.

Noch ist zu erwähnen, dass das Ausblasen der Sandrflächen des zurückweichenden Rissgletschers im Raume Aarau–Schaffhausen–Basel 10—20 m mächtige Lössablagerungen (72) mit Landschnecken, Mammut, Rhinoceros tichorhinus, Ursus spelaeus, Renn usw. ermöglichte. Der Löss breitet sich dort auf Decken- und Hochterrassenschotter, nie aber auf der Niederterrasse aus. Ähnliches wiederholte sich zwischen den Killwangen- und Zürcherstadien der Würmzeit im untern Thurtal (58) und postglazial im Rheintal von Chur bis Feldkirch (57) und im Wallis von Naters bis zum Genfersee (56).

E. Die letzte Interglazialzeit.

Ausserhalb der Würmmoränen scheint die letzte Interglazialzeit vorwiegend eine Periode der Erosion zu sein, ohne aber die altpleistozänen Schotter wieder auszuräumen oder tiefere Felsrinnen zu schaffen. Im bernischen Seeland, am Südhang des Frienisberges und im Saanegebiet (1, 125) gehören die mit Rhonemoräne bedeckten und selbst Rhonegeschiebe führenden Schotter dieser Zeit an. Im Innern der Würmmoränen lassen sich fluviatile und fluvioglaziale Schotter im Aaretal und im untern Linthgebiet feststellen. In beiden Fällen lagern sie stellenweise noch auf Rissgrundmoräne und sind wenigstens an ihrer Basis noch mit lakustren Bildungen verknüpft, als ob die Schotter der letzten Interglazialzeit flache Zungenbecken der Risszeit ausfüllten. Jedenfalls fehlen hier die Spuren starker Tiefenerosion. Im Aaretal ziehen sich frische Schotter, die meist von Moränen oder Drumlins, früher auch von Irrblöcken bedeckt waren, von Spiez bis nach Rubigen und, durch Moränen bedeckt, bis in die Aareschlingen nördlich von Bern, wo sie als Karlsruheschotter schon lange bekannt sind. Es scheint, dass die Aare erst nach ihrer Ablagerung sich nach W wendete und das Saanetal erreichte. Im

Glütschtal und an der Ackerfluh bei Thungschneit liegen über der Rissmoräne erst Seetone mit Molluskenschalen, am ersteren Ort auch Schieferkohlen, am zweiten nur vereinzelte Baumstämme (BECK Nr. 6).

Im Linthgebiet zählt JEANNET (Nr. 6) die obern Kiese und Sande von Uznach-Kaltbrunn und wohl auch den obersten Teil der Schotter von Eschenbach dieser Zeit zu. Im Glattal fehlen Schotter aus dieser Zeit, während der Teil der Aatalschotter im Gebiet des Greifen- und Pfäffikonersees, der über den Schieferkohlen und den diese bedeckenden Moränenresten und unter der Jungmoräne liegt, hierhin gehört.

Das interessanteste Vorkommen ist wohl der Kalktuff von Flurlingen (112, 149, 157) am Nordhang des Kohlfirst bei Schaffhausen, der durch die jahrelange Ausbeutung nach und nach gut bekannt wurde. Unter 3—4 m Grundmoräne der letzten Vereisung lagerten 12—15 m Kalktuff, teils auf schöner Grundmoräne, teils auf verwitterten Hochterrassenschottern. Diese Verhältnisse stellen die untere Moräne in die Risszeit und nicht zum Glütschvorstoss, der ja dort rheinabwärts auch noch durch Bohrung nachgewiesen ist. Die 21 Schneckenarten haben jüngern Habitus als diejenigen aus dem Hauptlöss von Basel, der sich nach der grössten Vergletscherung ablagerte. Die Pflanzen kommen alle noch heute bei uns vor, zeigen aber eine eigenartige Zusammensetzung: Ca. 95% Acer pseudoplatanus, ca. 4% Buxus sempervirens, ferner Eibe, Weisstanne, Esche und Epheu. Buche fehlt. Der Unterkiefer von Rhinoceros Merckii spricht auch nicht gegen die letzte Interglazialzeit.

Im Gebiet des Léman besitzt die Umgebung von Genève viel diskutierte Vorkommen, die wohl sicher der letzten Interglazialzeit einzuordnen sind. Im Bois-de-la-Bâtie am linken Arve-Rhoneufer ober- und unterhalb ihres Zusammenflusses entdeckte L. A. NECKER (181) am Arveufer unter alten Schottern blaue und gelbe Letten mit Zweigen, Blattresten und Bucheckern, sowie Limnaeen und Planorben, was durch ALPHONSE FAVRE (173) ausser den Buchnüsschen auch vom Rhoneufer bestätigt wurde. Seit dem Bau eines Dammes 1874 sind sie zugedeckt. Auch in der Umgebung von Cartigny treten am Steilufer der Rhone auf 150 m Länge und 1,5 m Mächtigkeit geschichtete Tone („marnes") auf, die Holzreste enthalten. In neuerer Zeit war es E. JOUKOWSKY vorbehalten, anlässlich von Sondierungen, Bohrungen und Fundationsarbeiten für den Pont Butin Beobachtungen und Material zu sammeln, das er s. Z. A. JEANNET (173) für die Schieferkohlenmonographie zur Verfügung stellte. Er stellte auch fest, dass die fraglichen Schichten nicht überall direkt auf Molasse aufruhen, sondern auf einer untern Grundmoräne (S. o. pag. 369). Die Hölzer konnten von PAUL JACCARD in Zürich als Picea excelsa (Lam.) Link und sehr wahrscheinlich Eiche bestimmt werden (173). Die Altersbestimmung schwankt wie A. JEANNET (173) darlegt: A. ROTHPLETZ und ED. BRÜCKNER Niederterrasse, A. DELEBECQUE Deckenschotter, H. SCHARDT erst früh-

glazial, dann letzte Interglazialzeit, B. AEBERHARD jünger als die Schotter der Côte und älter als die letzte Vereisung, W. KILIAN (174) in eine Schwankung zwischen der letzten Vereisung und einem jüngern Vorstoss „Neowürm", den er auch beim Fort-de-l'Ecluse unterhalb Genève und in den Ligniten von Chambéry wiederzuerkennen glaubt, A. JEANNET, der beste Kenner der „alluvions de la Côte", betont namentlich den Altersunterschied gegenüber diesen Schottern und schliesst sich mit E. JOUKOWSKY der meist vertretenen Ansicht an, dass sie in eine Würmschwankung, eventuell in die Laufenschwankung ED BRÜCKNERS gehören. In letzter Zeit drängt sich sowohl E. JOUKOWSKY wie auch E. GAGNEBIN die Überzeugung auf, dass die beiden in der Dranceschlucht bei Thonon und bei Genève festgestellten Moränen doch nicht Würm und Neowürm, sondern Riss und Würm entsprechen. Strikte Beweise fehlen natürlich wie so häufig in der Glaziologie. Die hangenden Schotter sind wenigstens in ihren obern Teilen sicher fluvioglazial und stellenweise mit Moränen wechsellagernd. Über die Dauer der Schwankung geben die Fossilien keine Auskunft, beweisen aber immerhin, besonders wenn die Buche sich bestätigen würde, eine bedeutende Klimaverbesserung.

W. KILIAN und J. RÉVIL (175) schliessen auf ein würmzeitliches Alter, weil sie das Interglazial vom Bois-de-la-Bâtie den Seetonen, Sanden und Schottern von Longeray und Fort-de-l'Ecluse inférieur gleichstellen, das nach ihrer Auffassung sicher würminterstadial ist, weil es samt seiner hangenden Moräne in den Übergangskegel Léaz-Vanchy-Bellegarde, der mit grösster Wahrscheinlichkeit dem innern Jungmoränenkranz entspricht, eingeschachtelt erscheint. Nach ihrer Darstellung entsprechen die durch Knickstellen markierten Teilstücke der Gehänge im Querprofil des Tales Grand Crédo-Vuache Taltrögen im PENCK-BRÜCKNER'schen Sinn („Auge prérissienne?, auge rissienne?, auge wurmienne zwischen dem obern und dem untern Fort, auge de la récurrence néowurmienne, cycle d'érosion postglaciaire"), eine die Deutung wesentlich beeinflussende grundlegende Auffassung, die sich nach den frühern Ausführungen in den Schweizeralpen nicht bestätigte und daher auf die natürliche Interpretation der Vorkommnisse hemmend wirkte. An der Glatt, der Linth und der Aare ist das höhere Alter der tiefsten Ablagerungen direkt nachweisbar. Aus dem gesamten hier dargelegten Überblick heraus, namentlich auch nach den einfachen Verhältnissen des Lémanbeckens, erscheinen die geschichteten, zum Teil Fossilien führenden zwischeneiszeitlichen von Genève bis Léaz reichenden Schichten als die lakustren und fluviatilen Ablagerungen des nachrisszeitlichen Zungenbeckens, also parallel den Schieferkohlen im Glütschtal und den Tonen von Thungschneit. Zur genaueren Begründung kann Folgendes angeführt werden:

1. Die Jungmoränen und die damit verknüpften Schotter besitzen eine solche Frische des Materials und der Formen („vallum"), dass

an eine Überarbeitung derselben durch einen jüngern Vorstoss nicht zu denken ist, was doch der Fall sein müsste, wenn nachträglich ein Vorstoss der Collonges-Léazmoränen stattgefunden hätte.

2. Bis jetzt wurde in keinem Vereisungsgebiet ein junger Vorstoss festgestellt, der nochmals den innern Jungmoränenkranz erreicht hätte; Jaberg im Aaretal, Hurden im Zürichsee, Weilheim oberhalb des Ammersees bleiben erheblich zurück.

3. Die lakustren Ablagerungen deuten auf ein Zungenbecken hin, dessen Aussenrand noch erkennbar sein müsste, da er nicht mehr glazial überarbeitet wurde. Der Beckenrand fehlt.

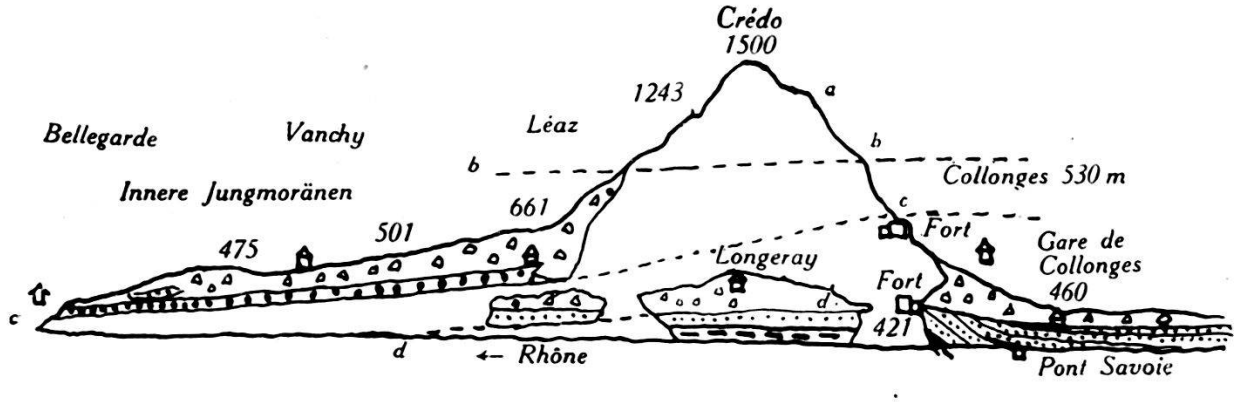

Fig. 6. Die Jurakluse Collonges—Fort-de-l'Ecluse—Bellegarde.
Länge des Profils ca. 10 km. Nach W. KILIAN und J. RÉVIL.

Von Collonges bis Léaz längs der Rhone: Würmmoränen auf lakustrem und fluviatilem Riss-Würm-Interglazial.

Von Léaz bis Bellegarde an den Crédo angelagert: Innere Jungmoränen und Schotter des Muri-Zürichstadiums.

[Nach der Auffassung von W. Kilian *a* = Prärissboden. *bb* = Risstrog. *cc* = Würmtrog. *dd* = Erosion der Spiezer-(Laufen-)schwankung. *ee* = Postglaziale Erosion.]

4. In den andern Vereisungsgebieten sind aus dem Würminterstadial der Spiezerschwankung nur spärliche Spuren und keine Schichtfolge auf über 20 km Länge nachweisbar, wie dies für die Strecke Genève-Léaz der Fall ist; dagegen sind ausgedehnte lakustre Ablagerungen aus dem letzten Interglazial bekannt, z. B. ausser den schon genannten Guntelsei im Glütschtal und Thungschneit, solche im untern Reusstal und namentlich in der riesigen Inntalterrasse im Tirol.

5. Die Vorstellung, dass der Boden der Rissvereisung in der Klus in ca. 1000 m Höhe, derjenige der Würmeiszeit über dem obern Fort in ca. 900 m sei und dass sich die übrige Klus in der Spiezerschwankung um 450 und seit dem Zürich-Muristadium nochmals um 150 m eintiefte, steht mit allen Beobachtungen längs des Schweizer Juras in krassem Widerspruch, da im Gebiet der Juraseen die Riss-Würminterglazialschotter, im Aargau sogar die Hochterrassenschotter die tiefsten Talrinnen ausfüllen.

Somit gelangen wir zur umgekehrten Auffassung der Collonges-Bellegarder-Verhältnisse wie KILIAN und RÉVIL und nähern uns wieder der Erklärung von DOUXAMI, der mehrere Arbeiten über das Glazial von Bellegarde veröffentlichte, indem wir mit ihm die tiefgelegenen fraglichen Ablagerungen als Beweis dafür ansehen, dass die Kluse von Fort-de-l'Ecluse vor der grössten Ausdehnung der Gletscher gebildet wurde. Andererseits stimmen wir mit KILIAN und RÉVIL überein, wenn sie die Schotter und Moränen von Bellegarde-Vanchy-Léaz als Übergangskegel eines würmzeitlichen Stadiums bezeichnen. So kommen wir für diese auch für das Schweizergebiet äusserst wichtige Stelle zur folgenden Interpretation: I. Die lakustren Schichten von Collonges-Longeray und die fluviatilen Schotter Bois-de-la-Bâtie-Cartigny-Léaz bildeten sich im nachrisszeitlichen Zungenbecken. II. Eine lokale tektonische Hebung der Kluse zur Erklärung der flussaufwärts fallenden Sande und Schotter scheint ohne weitere Gründe nicht nötig, da wir in Staubecken oft inverse Richtungen in der Zuschotterung beobachten (z. B. an Kander und Simme in den ältern Deltaschottern der Hochterrasseninterglazialzeit). III. Der Würmvorstoss breitete eine zusammenhängende Moränendecke von den Hängen des Léman durch das Becken von Genève über Collonges bis nach Léaz und weiter aus. IV. Während der Spiezerschwankung zog sich der Rhonegletscher ins Lémanbecken zurück, um nachher wieder bis ins Becken von Bellegarde vorzustossen und die dortigen mächtigen, mit Schottern verknüpften innern Jungmoränen zu bilden, denen der endgültige Eisrückzug folgte.

Das Jungpleistozän.

Das Jungpleistozän umfasst die Hauptausdehnung der letzten Vereisung, die Spiezerschwankung und die Schlussvereisung mit ihren Rückzugsstellungen bis vor 8700 Jahren. Nach den Warwenzählungen der schwedischen und finnischen Glaziologen trennte sich ungefähr in dieser Zeit die geschlossene skandinavische Eisdecke in zwei Teile, um dann rasch abzuschmelzen. Die letzte Eiszeit unterscheidet sich dadurch von den andern, dass sie einen breiten Aussengürtel besetzte und durch Vorstösse und Schwankungen Moränen, Schotter und lakustre Zungenbeckenauffüllungen in reichem Masse aufschüttete. Auch während der folgenden Rückzugsetappen setzte sie ihre starken morphologischen Wirkungen fort. Der gute Erhaltungszustand war die Ursache, dass sich in vielen Gegenden die glaziologische Erforschung in der Untersuchung der letzten Eiszeit und ihrer Rückzugsstadien erschöpfte. Diese Zeit verdient es wohl, als Jungpleistozän den übrigen Quartärperioden gleichgesetzt zu werden. Die genaue Kenntnis der letzten Vereisung zeigt sich auch in der eingehenden Gliederung der zugehörigen Phänomene.

VII. Schlussvereisung und Rückzugstadien.

4. Innertkirchenstadium
3. Interlakenstadium
2b. Thun- oder Strättligstadium[1])
2a. Jaberg- oder Wichtrachstadium
1. Muri- oder Zürichstadium (Innere Jungmoränen).

F. Die Spiezerschwankung.

VI. Die letzte grosse oder Würmeiszeit.

2. Schlieren- oder Bernerstadium (Mittlere Jungmoränen.)
1. Killwangen- oder Gurtenstadium (Äussere Jungmoränen).

Diese Einteilung korrespondiert sozusagen vollständig mit den heutigen ausserschweizerischen Auffassungen; z. B. am Inn (151) sind: Killwangen = Kirchseeon, Schlieren = Ebersberg, Zürich = Ölkofen. Im Norden korrespondieren damit die brandenburgischen, frankfurtischen und baltischen Stadien (160, 161). Als Rückzugsstellungen können Jaberg mit Ammersee, Thun mit Schlern, Interlaken mit Gschnitz und Innertkirchen mit Daun annähernd gleichgesetzt werden. Im Norden breitete sich das Material auf viel grössere Flächen aus, was die Parallelisierung erschwert. Unsere Aussenzone entspricht der Daniglazialzeit, der Rückzug von Zürich-Muri bis nach Interlaken der Gotiglazialzeit und derjenige von Interlaken nach Innertkirchen der Finiglazialzeit (146). Diese Zusammenhänge stimmen nicht nur morphologisch, sondern auch zeitlich gut überein. Gegenüber den ostalpinen Bezeichnungen haben die schweizerischen den Vorteil, dass sie aus engen Räumen mit klaren glaziologischen Zusammenhängen stammen, wodurch ihre Bedeutung gut gekennzeichnet wird und jederzeit eingesehen werden kann.

VI. Die letzte grosse oder Würmeiszeit (Äussere Jungmoränen).

1. Killwangen-Gurtenstadium.

Die letzte Vereisung lässt bei einer Schneegrenzendepression von ca. 1200 m mit Ausnahme des Aaregletschers die Hauptgletscher der Nordalpen der Schweiz als Individuen bestehen (55). Der Rhonegletscher staut sich am Jura, überschreitet mit dem Südwestarm dieses Gebirge bis zur Einmündung des Ain in die Rhone und reicht

[1]) Dieses Stadium wurde ursprünglich als Thunstadium bezeichnet, da diese Stadt im Zungenbecken liegt. Da ihr Name nun auch zur Bezeichnung der Glütscheiszeit Verwendung findet, so wird es nach dem den Moränenwall krönenden Schlosse Strättligen als „Strättligstadium" bezeichnet.

mit seiner Nordostzunge über Biel–Bern bis nach Wangen. Im Schweizer Jura dringt er einzig gegen Vallorbe, ins Traverstal und ins Val de Ruz vor. Er staut den Sarinegletscher bei Bulle, vereinigt sich bei Bern mit dem Aaregletscher und folgt den Molassehügeln über Burgdorf nach Bützberg und Wangen, wo sich grosse Niederterrassenfelder anschliessen. Der Aaregletscher sandte einen Arm über den Brünig, hielt sich aber sonst an das Aaretal. Seine Hochstände sind besonders im Thunerseegebiet gut bekannt. Der zwischen dem Niesen und der glazial geschliffenen Simmenfluh gestaute Simmegletscher ergoss sich mit einem Gletscherbruch auf den Kander-Aaregletscher hinaus (30). Der Reussgletscher verschmolz im Westen mit dem Brünigarm des Aaregletschers und stiess mit der Ostflanke am Albis auf den durch den Walenseearm des Rheingletschers verstärkten Linthgletscher. Die beiden letztern berührten sich im Tösstal. Der Rheingletscher überschritt das heutige Einzugsgebiet des Bodensees nur unwesentlich. So entstand neben dem einheitlichen Ostarm des Rhonegletschers ein helvetisch-rheinischer Gletscher mit vielgelappter mehrfacher Moränenfront, die sich den gegen die Aaremündung orientierten Molassetälern anpasste. Man bezeichnet den eben beschriebenen Aussensäum vielfach als „äussere Jungmoränen". Er erreicht ausser den schon genannten noch folgende Orte: Wauwil im Wiggertal, Stafelbach an der Suhr, Zetzwil an der Wina, Seon an der Hallwileraa, Othmarsingen an der Bünz, Mellingen an der Reuss, Killwangen und Würenlos an der Limmat, Dielsdorf, Steinmaur, Stadel und Bülach im Glattgebiet, Lostetten, Neuhausen, Schaffhausen am Rhein, Thaingen, Hilzingen, Mühlhausen und Ach nordwestlich des Untersees.

Während die südlichen Alpengletscher des Ticino und der Adda zur Zeit ihrer Hauptausdehnung lange stationär blieben und daher bis 250 m hohe Moränenwälle aufschütteten, verteilten die nördlichen Gletscher ihren Schutt auf eine breite Zone. Schon geringfügige Änderungen der Schneegrenzenhöhe fügten ein grosses neues Einzugsgebiet zu oder entzogen es. J. Hug (86) machte im Limmat-, Reuss- und Rheingebiet namentlich auf drei Hauptstellungen der Jungmoränen aufmerksam, verfolgte deren Zusammenhänge und morphologische Wirkungen. Er bezeichnete die äusserste Jungmoräne des Limmattales als Killwangenstadium und stellte es sowohl im westlich anstossenden Reussgebiet, wie auch im Glattal (Bülach) und am Rhein fest. Zwischen Killwangen und Baden stiess der Gletscher noch über diese Stellung hinaus vor, wovon grosse Blöcke in der Niederterrasse und verschwommene Wallformen berichten. An diese Aussenzone der letzten Vergletscherung schliessen sich überall ausgedehnte fluvioglaziale Terrassen, Niederterrassen genannt, an. Die Rheinniederterrasse, ergänzt durch Glatt und Aare mit Reuss und Limmat, lässt sich bis gegen Breisach verfolgen. Ähnlich wie die Schotter des Rheingletschers im Trockental des Klettgaues im Kt. Schaff-

hausen, dehnen sich die Niederterrassen des Rhone-Aaregletschers vom Endmoränensaum als weite Ebenen von Thunstetten-Bützberg über Langenthal gegen Murgenthal, über Aarwangen-Fulenbach der Aare entlang und am geschlossensten von Oberbipp durchs Gäu nach Olten und in den Aargau. Das heutige Aaretal ist in dieses ehemals einheitliche Plateau stark eingeschnitten, ähnlich dem Rhein vom Rheinfall bis über Basel hinaus. Die Rhone weist nach Ch. Depéret (165) eine an die Aussenmoräne („stade de Lagnieu") angeschlossene Niederterrasse auf, die 15—18 m über dem Fluss liegt. Sie wird als „terrasse de Villeurbanne" bezeichnet.

Eine wichtige erste Rückzugsstellung erkannte J. Hug (88) bei Schlieren im Limmattal unterhalb Zürich, die sich in den meisten Vereisungsgebieten feststellen lässt. Der Rheingletscher reichte noch bis Diessenhofen, der selbständig gewordene, das Aare- und das Gürbetal mit Eis füllende Aaregletscher bis Bern, der Rhonegletscher nach M. Gignoux und P. Combaz wahrscheinlich in die Gegend von Belley zwischen Culoz und dem südlichsten Rhoneknie, da diese Forscher zwischen dem äussersten Stadium (von Lagnieu) und der innersten Hauptstellung von Collonges–Fort-de-l'Ecluse noch drei Moränenreihen unterscheiden und nach Brégnier-Cordon (oder Virieu-Rossillon), Virignin-Belley und Charbonnod bezeichnen. Die Niederterrassen dieser Stadien verschmelzen ziemlich bald mit der äussern Hauptterrasse. Zu ihnen gehören auch die Felderschotter der Umgebung von Bern. Im Glatt- und Limmattal überdecken die Schotter des Schlierenstadiums nach J. Hug lakustre Auffüllungen der Zungenbecken der äussersten Moränen.

F. Die Spiezerschwankung.

Dieser bedeutende Rückzug des Eises entspricht ungefähr der Penck-Brückner'schen Laufenschwankung, umfasst aber auch Ablagerungen der jüngern Achenschwankung (134). Allerdings konnte im ostalpinen Vorland dieses Interstadium nicht überall nachgewiesen werden. Sicher wurden an vielen Orten letztinterglaziale Schotter und Ablagerungen dazugezählt. In unsern Gegenden ist es besonders an der Rhone und der Aare erkannt, aber auch im Glattal nachweisbar. Fast möchte man vermuten, dass es sich im Rhone-Aaregebiet unter ozeanischen Einflüssen stärker ausprägte als im kontinentaleren Osten.

Als das Hauptinterstadial an der Rhone unterhalb Genève wurde oben im Gegensatz zu W. Kilian der Übergangskegel von Léaz-Bellegarde bezeichnet, während das von diesem Forscher als präneowürm gehaltene Lakustrum von Collonges-Longeray mit Douxami als Riss-Würm erkannt wurde. Damit fallen auch die seewärts vor das Neowürm Kilians gestellten Schichten von Cartigny und Bois-de-la-Bâtie aus der Spiezerschwankung fort. Als einziges Vorkommnis,

das möglicherweise noch in diese Periode gehört, nenne ich die Schieferkohlen von Bougy, die in die Moränen, welche die Schotter der Côte bedecken, eingelagert sind. Aber es fehlen jegliche Beweise dafür.

Im Aaregebiet lässt sich die Schwankung ausgedehnter verfolgen. Erstens bildete sie die obere Aaretalterrasse, die bei Münsingen um 30 m in die Felderschotter der Niederterrasse eingetieft ist und gegenüber Muri von Moränen der Innenzone überlagert wird. Zweitens gibt es in den Kiesgruben von Rubigen bis Kiesen fluvioglaziale Schotter, Stauchungen und erratische Blöcke, die nicht dem Riss-Würminterglazial angehören, da sie in die letztgenannten Schotter eingeschachtelt, sehr jung und nur mit Drumlins bedeckt sind. Drittens lassen sich im untern Glütschtal die zwischen der Bärenholz- und der Schleifenmoräne liegenden Schieferkohlen hinter der Wässerifluh (Beck Nr. 8) nur hier einordnen, da unter der liegenden Moräne noch die ganze Serie der Riss-, Glütsch- und Kandereiszeiten nachweisbar ist und die hangende Moränendecke ins Plateau von Amsoldingen übergeht. Viertens: Im Thunersee selbst treten in 480 bis 510 m Höhe sublakustre Terrassen auf, die sowohl auf der Thun-Stockhornkarte (41) als auch auf Blatt Lauterbrunnen ausgeschieden, aber anders bezeichnet sind, da die Abklärung erst später folgte. Zwischen Därligen und der Lombachmündung nimmt die Terrasse die Form eines ertrunkenen Deltas des Lombaches an und misst ca. 2 km² (71). Das rezente Delta des genannten Baches und der Aare setzt sich bis 560 m Höhe derart auf diese Fläche, dass beide Schuttkegel klar auseinandergehalten sind. Zur Erklärung kommt eine sehr junge Senkung des Thunersees auf 480 m herab in Frage. Die zahlreichen Bohrungen und die Aufschlüsse im Aaretal unterhalb Thun verneinen aber eine derartige Möglichkeit vollständig, da selbst die Deltaschotter der Hochterrassenzwischeneiszeit höher hinauf reichen. Also ist noch an ein durch den vorstossenden Gletscher verschobenes interstadiales Delta zu denken. Weil die Terrassenspuren auf dem linken Ufer bis an die Kandermündung reichen, so kann es sich nicht um den Vorstoss des Interlaknerstadiums handeln, sondern um einen weiter reichenden. Wässerifluhinterstadial und die Störungen in den Riss-Würmschottern des Aaretales leiten bis zum innern Jungmoränenkranz von Muri über. Die Aufschüttung des grossen Deltas von Därligen-Neuhaus setzt eine Interstadialzeit von einigen Tausend Jahren voraus. Ergänzend sei darauf hingewiesen, dass auch die Moräne von Gersau-Kindlimord im Vierwaldstättersee, die glaziologisch der Interlaknerzone entspricht, eine überraschend grosse Mächtigkeit hat, so dass es nicht ausgeschlossen ist, dass darin auch Teile eines verschürften Muottadeltas stecken. Fünftens treten bei Adelboden am Zusammenfluss von Engstligen und Gilbach moränenbedeckte Stauschotter im Zungenbecken eines viel weiter talabwärts reichenden Stadiums auf. Sie erinnern an die Schotter im Arlberggebiet, die ebenfalls in der Zone des Penck-

BRÜCKNER'schen Gschnitzstadiums ältere und jüngere Moränen trennen und O. AMPFERER (46, 47) und O. REITHOFER (143) veranlassten, die beiden letzten Rückzugsstadien Gschnitz und Daun als Schlusseiszeit oder Schlussvereisung zusammenzufassen und durch eine starke Schwankung von der Würmeiszeit abzutrennen. Vermutlich handelt es sich um die soeben dargestellte Erscheinung im Aaregebiet. Später werden wir zeigen, dass die Eiszeitenfolge, wie sie hier dargelegt wird, genau mit den Kältemaxima der MILANKOVITCH'schen Strahlungskurve übereinstimmen, dass für das Gschnitzstadium keine so starke Schwankung angenommen werden darf, dass eine Abtrennung berechtigt wäre. Dafür übernahm ich den Ausdruck „Schlussvereisung" für die Zeit und die Ablagerungen vom innern Jungmoränenkranz bis in die heutigen Stellungen, die eine einheitliche Gruppe von Stadien bilden.

Die Spiezerschwankung war von den Ostalpen bis ins Aaregebiet eine Erosionsperiode, welche die Ausbildung der untern Niederterrasse ermöglichte. Im Rheingebiet reicht sie nach THÉOBALD (184) u. a. bis weit unterhalb Basel. Im Rhonegebiet ist sie von Bellegarde bis gegen Seyssel erkannt. Ausserhalb der Juraketten gegen Lyon besteht aber einzig die äussere und obere Niederterrasse 15—18 m über der Rhone.

In die Spiezerschwankung fällt als wesentliches Ereignis die Ablenkung der Aare nach Westen ins Seeland, resp. Saane- und Broyetal. Ausserhalb der Bernermoräne [1]) dehnen sich in 560 bis 550 m Meereshöhe ausgeglichene Schotterfelder aus, die gegen W bis an das Forstplateau und den Gäbelbach bei Bümpliz, im E bis an den Ausgang des Worblentales unterhalb Bolligen und gegen N bis zur Felsenau reichen. Ihre nördliche Umrahmung bilden die sandigen, aus Rhone- und Aarematerial gemischten Moränen zwischen Grauholz und Frienisberg, deren tiefster Sattel die Station Zollikofen trägt (ca. 565 m Meereshöhe). Zwischen der Felsenau und Zollikofen sucht die Aare in komplizierten Schlingen einen Ausweg, den sie erst in ziemlich geradem, dann aber in stark gewundenem Lauf nach W findet, wo sie N. Mühleberg mit der Saane zusammenfliesst. Dieser Lauf ist um so eigentümlicher, als sich das Terrain von Zollikofen gegen die untere Emme sofort wieder senkt und sich in der 4—5 km breiten Talung zwischen dem Grauholz einerseits und dem Frienisberg-Rapperswilplateau andererseits unschwer der natürliche alte Abfluss der Aare erkennen lässt. Diese Auffassung wird dadurch unterstützt, dass im Seedorfsee, der am Rande der Talung liegt, der Molassefels durch eine ca. 70 m tiefe Bohrung erst in ungefähr 450 m Meereshöhe erreicht wurde, eine Lage, die von den heutigen Bächen (Urtenen)

[1]) Siehe für die geologischen Vorkommnisse besonders die geologische Karte von Bern und Umgebung von ED. GERBER (67) und die Publikation von F. NUSSBAUM „Das Moosseetal" (129), sowie die verschiedenen Arbeiten dieser beiden Autoren.

und der Emme erst bei Gerlafingen wieder erreicht wird. Ferner schneiden die vielen Aareschlingen unter den Felderschottern des Bernerstadiums die Riss-Würminterglazialschotter und die Rissmoräne bis 50 m unter die Oberfläche an. Im Marzili oberhalb der Altstadt wurden die jüngern Deltaschotter der Schieferkohleninterglazialzeit bis auf ca. 435 m erbohrt, ohne den Fels zu treffen. Das Vorhandensein einer alten tiefen Talrinne von Bern bis Zollikofen ist demnach sicher nachgewiesen. Der neue westliche Aarelauf benutzt einen zwischen den 565 m-Kurven gleichmässig 1200 bis 1500 m breiten Einschnitt, der besonders auf der Nordseite viele und ausgedehnte Terrassenreste des Bernerniveau der Spiezerschwankung besitzt. Gegen die Saane erweitert sich das Aaretal im Bernerniveau trichterförmig bis auf 3 km Breite, während das jüngere Aaretal mit einer obern Breite von 600 m und einer Sohle von ca. 150 m etwa 100 m tief eingeschnitten ist. Vom Gäbelbach abwärts schnitt sich dieses junge Aaretal fast ausschliesslich in die aquitanen Molassemergel und -sandsteine ein. Sowohl die Fortsetzung der alten Schotter, wie auch der ältern Moränen fehlen. Das Tal besitzt durchaus einen jugendlichen Charakter, auch was die Hänge und Seitengräben betrifft, von denen die erstern ausserordentlich steil, die letztern aber in kräftiger Erosion begriffen sind. Im Saane- und gemeinsamen Tal beträgt die Sohlenbreite ca. 500 m. Letzteres schneidet den Hang des Frienisberges zur weiten Talung des grossen Mooses schief und erreicht es bei Aarberg in einem Winkel von ca. 20°. Diese ungewöhnliche Talanordnung kann einzig als Gletscherrandwirkung einer Eiszunge, die im Becken von Aarberg endete, aufgefasst werden. Eine solche Stellung war während der Spiezerschwankung möglich. Solange der Rhonegletscher die Talung bis weit unterhalb Aarberg stark anfüllte, hatte die Saane kein Gefälle, sondern war gezwungen, Serpentinen anzulegen. Im Momente des Eisrückzuges bis oberhalb Aarberg wurde während der Spiezschwankung die ganze Taltiefe frei, und die Saane erhielt allein von der Aaremündung an ein Gefälle von über 130 m. Die plötzlich einsetzende retrograde Erosion war so stark, dass der Fluss nicht Zeit hatte, die Serpentinen auszugleichen, sondern sich, den Krümmungen folgend, auch in Serpentinen einschnitt. Die gleichen Verhältnisse traten auch im Glütschtal längs der alten Kander, bei Mülenen am untern Suldbach und am Ausgang des Kientales ein: Serpentinenanlage infolge Verwehrung des Zutrittes zum Haupttal durch einen Gletscher, plötzliches Freiwerden einer sehr tiefen Erosionsbasis, Einschneiden einer Schlucht längs den Flusskrümmungen und später Bemühungen zur Geradelegung des Flusslaufes. Man könnte vielleicht diese besondere Art der Mäanderbildung schluchtartiger Täler als Glazialmäanderkañons bezeichnen. Wie kam aber die Ablenkung der Aare zustande? Das tiefe Aaretal Bern-untere Emme datiert vom Ende der pliozänen Erosionsperiode. Es wurde sehr wahrscheinlich durch den kanderzeitlichen Aaregletscher

durch Auflösung des Molasseuntergrundes noch übertieft (Marzili), dann aber bis in die Schieferkohleninterglazialzeit wieder bis auf die Höhe des Forst-Frienisbergplateau wieder aufgefüllt (alte Schotter). Gegen das Ende der Schieferkohleninterglazialzeit durchschnitt eine energische Erosion Schotter und Felsböden und erzeugte eine Terrasse, die der Mittelterrasse von A. WEBER im Glattal entspricht. Auf dieser lagerte im relativ engen Aaretal der Rissgletscher seine Grund- und Schottermoränen ab (tiefste sichtbare Moräne der Aareschlingen). Die letzte grosse Interglazialzeit und der vorstossende würmzeitliche Aaregletscher füllten das Aaretal bis ungefähr zur Höhe der breiten Bernerhochfläche (555 m), worauf das Eis des Aare- und Rhonegletschers hier zusammenfloss. Dabei wurde das erstere gestaut, dass es auf das letztere hinauffloss. Je nach der Mächtigkeit und Geschwindigkeit des Rhonegletscherarmes konnte sich das Aarematerial vor der Mündung der Talung Gurten-Grauholz allseitig ausbreiten oder nur einseitig und randlich gegen die Emme abfliessen. Das erste war zu Beginn und gegen das Ende der lokalen Vereisung der Fall, letzteres während den Hochständen. Eine Mittelmoräne fehlt ganz, ebenso irgendeine Aaregletscherstellung ausserhalb der Bernermoräne. Somit räumte das Rhoneeis als letztes das Gebiet nördlich von Bern [1]). Die starke Schuttzufuhr des Aaregletschers kam besonders während des Rückzuges in der Anhäufung von gemischten Moränen der beiden Einzugsgebiete zwischen Grauholz und Schüpbergplatte zum Ausdruck, so dass dort eine flache und wenig ausgeprägte Wasserscheide entstand, die den bisherigen Talweg der Aare unterbrach. Sie hätte aber niemals zu einer Flussablenkung genügt, wenn sich nicht auch die Verhältnisse westlich von Bern geändert hätten. Die Risseiszeit brachte zum ersten Mal riesige Eismengen ins Seeland. Wo die Molasse nicht durch ältere Schotter geschützt war, wie etwa am Frienisberg, Büttenberg und Buchegg-berg, konnten die weichen Sandsteine und Mergel unter dem Infiltrationsdruck der subglazialen Wasser, der bis zu ca. 80 Atmosphären anstieg, zersetzt und aufbereitet werden, so dass eine allgemeine Erniedrigung des Molasselandes und eine spezielle Modellierung der alten Täler in übertiefte Becken [2]) eintrat, wie sie selten schöner zu

---

[1]) F. NUSSBAUM schliesst (129) aus der Verbreitung des Aareerratikums auf einen Vorstoss des Aaregletschers bis gegen Zollikofen, eine Auffassung, welcher ich wegen dem vollständigen Fehlen von zugehörigen Wällen oder andern Randbildungen nicht zustimmen kann.

[2]) Die Beckenbildung geschah wohl kaum durch den schürfenden hobelnden Gletscher, sondern durch chemische und mechanische Auflockerung der Bindemittel der Sandsteine. Da der Druck in den Talböden viel stärker wirkte als auf den Höhen, so mussten die Täler stärker bearbeitet und von den Höhen differenziert werden. Der Abtransport des gelockerten Materials aus den tiefen und übertieften Becken geschah hauptsächlich durch das seitliche Aufpressen des entstandenen Schlammes, der dann in der obern Region im Eis eingefror und mit der allgemeinen Eisströmung abtransportiert wurde.

sehen ist. Die Riss-Würminterglazialzeit und der vorstossende Würmgletscher lagerten in den Furchen die Seelandschotter ab, die durch den würmzeitlichen Gletscher neuerdings durchfurcht wurden. Bei diesen Vorgängen wurde auch die flache Wasserscheide zwischen der in einem 5 km breiten Tale sich dem grossen Moos zuwendenden Saane und der Aare erniedrigt. Lappen des Rhonegletschers drangen zwischen Gurten und Ledihubel und zwischen diesem und dem Frienisberg in die Gegend von Bern. Dadurch erhielt die zweite genannte Talung, deren Molasseboden nicht durch Plateauschotter geschützt war wie im Forstgebiet zwischen Sense und Aare, einen Vorsprung in der Vertiefung, so dass die einen Ausweg suchende Aare diesem abschmelzenden Lappen in Serpentinen folgen konnte, worauf bald das oben skizzierte energische Einschneiden durch das Eisfreiwerden des Tales von Aarberg erfolgte. Die Verlegung der Aare ins Seeland beruht somit einerseits auf der Akkumulation von Moränenmaterial in der Gegend von Zollikofen, andererseits auf der glazialen Ausweitung, Umkehrung und Tieferlegung eines Seitentales durch einen Eislappen und die Eisströmung des Rhonegletschers. Der Murivorstoss brachte den Rhonegletscher nochmals für kurze Zeit bis nach Solothurn und den Aaregletscher bis nach Muri, so dass noch einzelne Moränen in den neuen Talzug gepflastert wurden, jedoch ohne grössere Bedeutung anzunehmen.

VII. Die Schlussvereisung.

1. Das Muri-Zürichstadium oder der innere Jungmoränenkranz.

Dieses Stadium ist so ausgeprägt, indem es sehr häufig Seen und Zungenbecken umschliesst, dass es mehrfach als Hauptmoräne der letzten Eiszeit aufgefasst wurde. A. Penck und Ed. Brückner stellten es nördlich der Alpen fast durchgehend fest. J. Hug bezeichnete es im Gegensatz zu den beiden äussern Stellungen als Zürichstadium und verglich es mit dem Muristadium im Aaretal. Wenn hier beide Namen nebeneinander verwendet werden oder der Ausdruck Muristadium sogar bevorzugt wird, so geschieht es aus dem Bestreben, eine möglichst vollständige Nomenklatur demselben Untersuchungsgebiet zu entnehmen; denn an das Bern-Schlieren- und das Muri-Zürichstadium schliessen sich im Aaretal sämtliche Rückzugsstellungen an. Im nordischen Vereisungsgebiet ist dieser Kältevorstoss als pommersches oder baltisches Stadium in weiter Ausdehnung festgestellt und beschrieben worden. Es handelt sich um den letzten grössern Eisvorstoss, von dem man im Zweifel sein kann, ob man ihn als eigene Eiszeit oder nur als Sekundärvorstoss der Würmvereisung auffassen und bezeichnen wolle. Da die Interstadialprofile, die ihn vom Hauptvorstoss trennen, nur selten sind, so stand bisher die zweite Auffassung im Vordergrund. Die vorliegende Untersuchung aber,

die ihn mit der MILANKOVITCH'schen Kältespitze vor 22000 Jahren parallelisieren muss, stellt fest, dass er ca. 50000 Jahre jünger ist als der Hauptvorstoss, dagegen den Rückzugsstadien sehr nahe steht. Deshalb die Bezeichnung Schlussvereisung. Beim Kartieren lässt sich diese leicht von den eigentlichen Würmablagerungen trennen. Sie steht immer mit der bedeutendsten untern Niederterrasse in Verbindung.

Verschiedene lokale kartographische Darstellungen geben uns von seinem Verlauf Kenntnis, am besten diejenige von J. HUG für das Reuss-Limmat-Glatt-Rheingebiet, die A. HEIM in der „Geologie der Schweiz" abbildet. Im Rhonegebiet bemühte sich F. NUSSBAUM und im Aaregebiet ED. GERBER um die genaue Abgrenzung. Dass W. KILIAN die Endmoräne des Lémanbeckens bei Léaz-Bellegarde feststellte, ist oben schon eingehend diskutiert worden. Der innere Jungmoränenkranz umschliesst bei Stein a. Rh. Unter- und Bodensee, bei Stammheim den Hüttwilersee, bei Andelfingen das weite Thurbecken, den Pfäffikoner- und Greifensee, bei Zürich den Zürichsee, oberhalb Bremgarten das trichterförmige Reussbecken, den Baldegger- und den Sempachersee, bei Muri an der Aare das Becken von Belp (trotzdem das Aareeis nur noch das Aaretal füllte und das Gürbetal freiliess), bei Solothurn das verlandete Seebecken oberhalb dieser Stadt und die Juraseen und endlich bei Bellegarde, jenseits der Kluse der Forts-de-l'Ecluse, also hinter der ersten Jurakette, den Léman. Diese Gletscherstellung wird somit in der Schweiz durch die Bildung meist seerfüllter Zungenbecken gekennzeichnet, was deutlich für ihr relativ sehr geringes Alter — oben wurden dafür ca. 20000 Jahre genannt — spricht.

Da der Muri-Zürichvorstoss eine geringe Eismächtigkeit besass, so überfuhr er besonders die Plateaux nur mit einer relativ dünnen Eisschicht, welche beim Auseinanderfliessen als Gletscherzunge oder infolge der kleinen Kraft zum Überwinden von Hindernissen leicht radial- oder längsgerichtete schwache Stellen erhielt, die heute durch Drumlinbildungen dokumentiert sind.

Die Rückzugsstadien des Aaretales.

Der Raum des Aaretales gliedert sich zwischen dem innern Jungmoränenkranz von Muri und dem heutigen Aaregletscher in 4 grosse Becken, die durch Riegel voneinander getrennt sind. Das unterste umfasst das Becken von Belp, das Aaretal bis oberhalb Wichtrach und das Gürbetal bis nach Blumenstein. Das zweite beginnt mit dem Vorbecken von Jaberg-Kiesen, umfasst aber in der Hauptsache die ca. 25 km² grosse Ebene unterhalb des Thunersees und den See selbst. Das dritte Becken reicht von Interlaken über den Brienzersee hinauf bis nach Meiringen und das vierte erstreckt sich vom Kirchet durchs obere Haslital bis an den Aaregletscher.

Das unterste Becken besitzt als Boden die lakustren Sande, Tone und bei Wichtrach-Kiesen auch Konglomerate der Schieferkohlenin terglazialzeit. Das vereinigte Aare-Gürbetal ist in das flache Zungenbecken des Muristadiums eingetieft und selber kein glaziales Becken, sondern eine fluviatile Form. Es ist ganz von pleistozänen Ablagerungen umgeben und dadurch als jüngste Form gekennzeichnet. Der Gürbetalboden stösst östlich an den Molasserücken Riedhubel-Belpberg, westlich an Moränenwälle und -terrassen der Würmeiszeit. Mit Ed. Gerber bin ich der Auffassung, dass das Eis des Murivorstosses das Gürbetal frei liess und einzig das Aaretal bedeckte. Dagegen lieferten damals die Eislappen von Seftigen, Gurzelen, Dittligen und Pohlern Schmelzwasser, aber sehr wenig Schutt ins obere Gürbetal, weshalb dieses trotz des Trockentalcharakters relativ wenig aufgefüllt wurde. Im Aaretal liegen die Verhältnisse umgekehrt. Der rechtsseitige Talrand schneidet auf seiner ganzen Länge Murimoränen und Schotter der Spiezerschwankung und der Riss-Würminterglazialzeit, sowie Rissmoränen und noch ältere Deltakonglomerate (Raintal bei Rubigen) an. Die linke Seite stösst bis auf die Höhe von Niederwichtrach an die Nagelfluh- und Sandsteinbänke des Belpberges, von da talaufwärts an Moränen des Muristadiums und alte Schotter. Die rezente Schotterdecke nimmt talabwärts an Mächtigkeit stark ab, so dass sie im Belpmoos nur gering ist oder ganz fehlt. Auf der ganzen Strecke kann kein Abbiegen der Moränen zum Tal beobachtet werden. Setzen wir die Linie Muri-Thun-Interlaken-Grimsel-Strahlegg als Mass der Rückzugsstellungen, so fallen auf das Muri-Belp-Wichtrachbecken 15%.

2a. Der Jabergvorstoss.

Der folgende Vorstoss wird durch die Ablenkung von Seitenbächen, rechts des Kiesenbaches von Herbligen nach Oberwichtrach, links des Bächleins von Kirchdorf nach dem Talgut und durch die sich zur Aare und auf die eben beschriebene Terrasse senkenden Moränenwälle von Jaberg gekennzeichnet (29, 37). Stirn- und rechte Seitenmoräne fehlen infolge der Erosion durch Kiesenbach und Rothachen. Das Tälchen von Oppligen nach Oberwichtrach ist gleichsohlig der mehrfach erwähnten Terrasse. Der Gletscher erreichte nur noch knapp den Ostsaum des Plateaus von Amsoldingen. Die Hurdenmoräne im obern Zürichsee darf als gleichaltrig mit Jaberg betrachtet werden.

Morphologisch hängt das zugehörige Becken eng mit dem untern zusammen, indem sich das Tal zwischen beiden nur auf 1 km verengt. Es reicht nur 2½ km flussaufwärts bis an den Riegel von Thungschneit. Bohrungen wiesen lakustre Ablagerungen als Untergrund nach. Die linke Flanke ist ein Erosionssteilufer der Aare, an dem die Moränen des Jabergstadiums, verfestigte Schotter der

Riss-Würminterglazialzeit und jüngere Deltaschotter der Schieferkohleninterglazialzeit sichtbar sind. Der östliche Rand erhielt durch die vereinigten Talmündungen der Kiesen und Rothachen, sowie durch den über die breite Thungschneitschwelle vorbrechenden Gletscher eine Breite von fast 3 km. Die das Aaretal begleitenden Höhenzüge setzen sich sowohl bei Kiesen-Oberwichtrach als auch bei Thungschneit-Rothachen aus Würm- und Murimoränen als Decke und Riss-Würmschotter und altem Deltaschotter als Hauptmasse zusammen. Erst die Abgrenzung der Ausbuchtung östlich des „Tales" (gegen Oberwichtrach) und des Paralleltales Brenzikofen-Herbligen, das sog. Oppligenbergli, sind Molasse. Wahrscheinlich ist es der starken Schotteranhäufung der Rothachen zuzuschreiben, dass die Aare den Riegel von Thungschneit nicht stärker abgetragen hat. Interessant ist noch die Drumlinbildung des über den Thungschneithügel in das Jabergbecken herabfliessenden Gletschers dieses Stadiums. Westlich der Aare erscheint der Gletscherboden in denjenigen der frühern Stadien eingetieft.

Das Jaberg-Kiesenbecken umfasst nur 2% der gesamten Strecke Muri-Finsteraargebiet (Strahlegg) und wurde deshalb als Vorbecken des Thuner- oder Strättligstadiums bezeichnet.

2b. Das Thunerstadium oder Strättligstadium.

Anzeichen für eine folgende kleine Schwankung fehlen. Das Thunerstadium wird auf der linken Talseite durch die schöne Wallmoräne von Strättligen und die Ablenkung der Kander (heutiges Glütschtal), auf der rechten Seite durch die Ablenkungen der Thunerbäche im Hünibachgebiet und östlich des Schlossberges umrissen. Die abgelenkten Flüsse und Bäche, Kander und Zulg, vereinigten sich erst unterhalb der Gletscherzunge mit der Aare und beendigten durch Erosion die heutige Form des Thunerbeckens bis auf die seitherige Aufschüttung durch die genannten Bäche. Der Kandergletscher reichte noch ins kleine Becken von Reutigen (29, 33).

Während der Kandergletscher beim folgenden Rückzug im engen Tal am Fusse des Niesens wenig Spuren hinterliess, formte der Aaregletscher besonders zwischen dem Kanderdurchbruch und Leissigen eine reich ausgestattete Moränenlandschaft (25, 34, 41), die durch die grosse Ausdehnung von Gipsböden einen besondern Charakter erhält. Bemerkenswert ist, dass ein so weiches Gestein wie der Gips die glazialen Formen ausgezeichnet erhalten hat, dass er am Hang konkav hervortritt, offenbar weil seine vorzügliche Entwässerung durch Gipsschlote den Gletscher seines wirksamsten Agens, des subglazialen Wassers, beraubte. Der Rückzug des Aaregletschers erfolgte wenigstens bis ins Brienzerseegebiet.

Das Becken von Thun bildet talabwärts dieser Stadt eine rezente Schwemmebene der Kander (bis 1714) und der Zulg, so dass der

Grundwasserspiegel sich durch den Kanderschuttkegel hindurch gleichmässig bis nach Uttigen Thungschneit senken kann, wo das Wasser im Sommer in grossen Bächen austritt. Erst oberhalb dieses Engpasses ist die auf den altpleistozänen lakustren Ablagerungen sich ausbreitende Schuttdecke so mächtig, dass grosse Grundwasserfassungen für die Stadt Bern geplant werden können. Die Westhälfte des Thungschneitriegels, der das junge Aaretal bei Uttigen auf weniger als 1 km einengt und der linke Talrand von Uttigen bis an den Spiezberg (beinahe 15 km) bauen sich auf aus jüngern und ältern altpleistozänen Deltaschottern, Rissmoränen, Riss-Würminterglazialschottern, Grundmoränen der Würm- und Murivereisungen, des Jabergvorstosses und zum Teil auch des Thun-Strättligstadiums. Die rechtsseitigen Talränder bestehen dagegen mit sehr geringen Ausnahmen im Gebiet des Zulgtrichters bis nach Interlaken aus anstehendem Fels, d. h. bis nach Ralligen vorwiegend aus Molassenagelfluh, dann Alpenrandflysch und hierauf der Kreide-Tertiärserie der Randzone der helvetischen Wildhorndecke. Vom Spiezberg bis Faulensee dominieren am linken Ufer Lias- und Triasschichten der Klippendecke, dann die Gipszone von Krattigen, hierauf der Leissigerflysch und endlich die steilen Tertiär-Kreidewände der mittlern Zone der Wildhorndecke, welche auch bei Interlaken den Felsriegel zum rechtsseitigen Harder hinüber formen. Das Thunerseebecken ist in diesem Rahmen trotz des sehr verschiedenen Charakters seiner Umrahmung eine einheitliche Wanne von über 200 m Wassertiefe. Die schwache Einengung des Querschnittes zwischen der Beatenbergnase und dem Gips oberhalb Krattigen, die sich im Verlauf der Würmmoränen abzeichnet und einen Gletscherbruch von ca. 100 m andeutet, kommt im Rückzug nicht mehr zur Auswirkung.

Das Thunerseebecken umfasst gut 24% der gesamten Tallänge bis Muri. Aus den Aufschüttungen der Thunerebene kann auf ein Alter derselben von höchstens 15,000 Jahren geschlossen werden.

3. Das Interlakenstadium.[1])

Bei Interlaken befinden sich die nächsten Spuren eines wichtigen Gletscherhaltes, indem am Brienzergrat blockreiche Moränen sich gegen das Bödeli senken, bei Gsteig dagegen ein gegen das Lütschinental gerichteter Moränenwall auftritt. Die Spuren sind aber sehr spärlich, und es ist mehr das Vorhandensein eines starken Felsriegels und einer talaufwärts folgenden ausgedehnten und ungegliederten Wanne, welche die Veranlassung gaben, ein Interlakenstadium zu etablieren. Im Kandertal sind die Verhältnisse ähnlich. Oberhalb der Enge von Mülenen-Heustrich folgt das Becken von Reichenbach-

[1]) Im Norden entsprechen die Moräne von Stockholm und die Salpausselkä in Finnland (146) dem Interlaknerstadium.

Frutigen, eine Form, die grossenteils jüngstglazialen Ursprungs ist, da sie zwar links an Niesenflysch lehnt, rechts dagegen an altpleistozäne Schotter und Würm- und Rückzugsablagerungen. Die schon oben genannten Mäander der Kiene-Suld und die ganze Ausgestaltung sprechen für einen gewissen Aufenthalt der Kandergletscherzunge in diesem Zungenbecken, trotzdem Moränenwälle fehlen. Links ist der Flyschboden dazu ungeeignet, rechts ist der Steilhang auch nicht besonders günstig. Wie an den Gräten am Brienzersee beseitigten wohl auch hier die Wildbäche viele Spuren.

Der Felsriegel von Interlaken ist aber gut ausgebildet. Der Grat des Morgenberghorns senkt sich zum Grossen Rugen; jenseits der Wagnerenschlucht folgt der Kleine Rugen. Der auf der Interlaknerkarte (25) noch eingetragene Moosbühl NE Matten, der heute abgetragen ist, verengt endlich das Tal auf 1 km.

Die Zeit des Gletscherrückzuges aus der Stellung von Interlaken lässt sich aus der jungen Deltaaufschüttung und der Schuttzufuhr entsprechend der Reuss im Vierwaldstättersee (76) auf ca. 10,000 Jahre berechnen.

Das folgende Becken des Brienzersees und die Schwemmebene bis Meiringen erweisen sich trotz der Einengung durch den Malmkalkrücken des Ballenberges als einheitlich. Ausser erratischen Blöcken sind die Gletscherablagerungen spärlich. Die Wildbäche dominieren die Seeufer, besonders auf der rechten Seite. Der Talabschnitt des Brienzerbeckens misst 26% der Distanz Muri–Strahlegg.

Mit dem Rückzug der Gletscher aus den Stellungen des Interlakenstadiums enden die Zungen überall in engen, steilwandigen Tälern, so dass die Seitenmoränen keine Ausbreitungsmöglichkeit und keinen Halt finden und überdies durch trockene und nasse Schuttkegel bedeckt oder zerstört werden. Deshalb sind die Moränen dieser Zeit sehr spärlich. Im Berner Oberland treten sie am schönsten an den Lokalgletscherchen der Stockhornkette, des Simmen- und Diemtigtales auf (38).

4. Das Innertkirchenstadium.

Am Ausgang des Urbach- und Gadmentales beweisen Moränenwälle das letzte Stadium der Würmeiszeit und damit der Eiszeit überhaupt. Aus den Aufschüttungen der Aare vom Kirchet bis zum Brienzersee lässt sich bis heute ein Zeitraum von 8—9000 Jahren ermitteln. Dies ist die Zeit, in welcher sich das skandinavische Eis (146) in zwei Gruppen zerlegt und ein starkes Warmklima die Gletscher zum definitiven Abschmelzen bringt und ihnen wahrscheinlich eine Ausdehnung ermöglicht, die kleiner als die heutige ist.

Im Innertkirchenstadium (33) erreichten von den Walliser-gletschern nur noch Visp-, Aletsch-, Fiescher- und Rhonegletscher das Haupttal. Der Simmegletscher endete oberhalb Lenk, der Kander-

und der Oeschinengletscher bei Kandersteg, der Trümmletengletscher an der Jungfrau erreichte das Lauterbrunnental, die Grindelwaldgletscher den dortigen Talgrund, Göschenerreuss-, Meienreuss- und Kärstelengletscher betraten das Reusstal zwischen der Schöllenen und Amsteg, während das Urserental eisfrei war. Die Glarner- und Bündnergletscher waren mit Ausnahme des Flazbachgletschers, der das Engadin bei Samaden verbarrikadierte, nur noch unbedeutend. Diese Gletscherstellungen bedeuten das offizielle Ende der Eiszeit und damit des Pleistozäns.

Der Tertiär-Kreide-Malmfelsriegel des Kirchet trennt das Brienzerbecken vom Haslibecken. Seine Form, talaufwärts sehr steil, talauswärts flacher abfallend, gleicht derjenigen des Schotterhügels von Thungschneit. Er ist reichlich mit Erratikum bedeckt und besitzt mehrere alte Schluchten, sog. „Lamm". Das Becken von Innertkirchen weist fast ringsum am Rande der Ebene Steilwände auf. Die Mündung des Unterwassers vom Stein- und Triftgletscher aus dem Nessen-Gadmental ist aus der normalen Talrinne heraus talabwärts verlegt und bildet am rechtsseitigen Hang eine tiefe Felsenschlucht. Umgekehrt biegt das Urbachwasser vom Gauligletscher oberhalb der Mündungsstufe aaretalaufwärts ab, also der Eisrichtung entgegen, ebenfalls in einer Felsschlucht. Die Beckenauffüllung von unbekannter Tiefe deckt den Kontakt des Kalkmantels des Aarmassivs mit den kristallinen Gesteinen der Innertkirchnergneise. Die Entstehung des Beckens ist noch nicht abgeklärt, da die vorspringenden Formen der Mündungsstufen der Seitentäler gegen ein Aushobeln durch den Gletscher sprechen. Die Form müsste einzig der Aaregletscherzunge zugeschrieben werden, die allerdings dort etwas früher eingetroffen sein muss; denn die Linie, die das Aaregebiet in eine obere und untere Hälfte trennt, liegt in 2465 m Höhe, gegenüber 2435 m beim Urbachwasser und 2110 beim Unterwasser (33). Die glaziale Konfluenz wirkte sich hier nicht beckenbildend aus. Man ist versucht, an einen grossen, an den Kalk-Gneiskontakt gebundenen Auslaugungstrichter zu denken, der unter Mitwirkung subglazialer Schmelzwasser hier entstand. Sicher verhielt sich das auch hier unter ca. 80 Atmosphären Druck stehende Schmelzwasser gegenüber dem klüftigen Kalk und dem undurchlässigen, aber durch die Gebirgsbildung geschwächten Gneis verschieden und zwar so, dass sich die durchgreifende Auflockerung im kristallinen Gestein stärker fühlbar machte. Jedenfalls ist der Talkessel von Innertkirchen nicht das Ergebnis der letzten Rückzugsphase wie etwa das Becken von Belp, sondern die Summe der auflösenden Vorgänge aller pleistozänen Eiszeiten.

Das Haslibecken mit vielen Sekundärwannen (Boden, Guttannen, Handecklialp und Räterichsboden) reicht bis an den Grimselnollen, von wo an das Aaretal mit dem heutigen Aaregletscher als Nebental des obermiozänen, weiter nach S reichenden konsequenten Tales

erscheint. Der Rückzug vom Kirchet zum Grimselnollen erfolgte zwar im Holozän, in der geologischen Gegenwart; denn aus der Aareaufschüttung von der Aareschlucht bis zum Brienzersee lassen sich ca. 8000 Jahre seit dem Eisfreiwerden dieses Talstückes errechnen. Dies ist aber nach internationaler Übereinkunft die Grenzzeit zwischen Pleistozän und Holozän. Das ganze Haslibecken umfasst 17% der Rückzugsstrecke und das Tal des heutigen Aaregletschers samt den Sandrebenen bis zum Grimselnollen und zur heute zugemauerten Spitallamm 18%. Heute dehnt sich das hydraulische Akkumulationsbecken des Grimselsees vom Grimselnollen bis an den Aaregletscher.

Das Aaregebiet wurde hier als Beispiel für die Rückzugsverhältnisse eingehender dargelegt, weil es von allen schweizerischen Haupttälern in dieser Beziehung am besten durchforscht ist und auch die einfachsten und doch reichhaltigsten Verhältnisse aufweist. Es zeigt deutlich, dass nach der oben begründeten Einordnung der verschiedenen Schwankungsanzeichen in die Spiezerschwankung keine Gründe überbleiben, um grössere Schwankungen und wesentliche klimatische Wechsel anzunehmen. Der endgültige Rückzug vom Muristadium vollzog sich gleichmässig. Von den 5 Becken stammen nur die beiden untersten, Belp und Jaberg, die zusammen 15% der Tallänge ausmachen, aus der Rückzugszeit selbst. Das Thunerbecken scheint auch im zugeschütteten Teil älter zu sein, d. h. aus der Spiezerschwankung zu stammen, wogegen Thuner- und Brienzersee, sowie das Innertkirchnerbecken wahrscheinlich endpliozän oder spätestens doch kandereiszeitlich sind. Die Rückzugsstellungen bilden mit dem Muri-Zürichvorstoss eine Einheit, der man mit Recht den Namen Schlussvereisung geben darf.

Das Holozän oder die Gegenwart.

Seit 8700 Jahren. (141)

Der letzte Abschnitt des Quartärs, das Holozän, kann nicht mehr geologisch gegliedert werden. Die paläobotanische Untersuchung von Seekreideablagerungen und von Torfbildungen verschafft einen Einblick in den Wechsel des Klimas. Künstlich bearbeitete Steine, Tier- und Pflanzenreste geben Aufschluss über die Entwicklung der Kulturen des Menschen, die schon im Pleistozän eingeleitet worden war. Die mit den menschlichen Resten auftretenden Tiere und Pflanzen ermöglichen ihre zeitliche Einordnung.

In den prähistorischen und den geschichtlichen Zeiten formten Flüsse und Gletscher, Bäche und zuwachsende Seen, Bergstürze und Schutthalden das heutige Landschaftsbild, in das der Mensch heute immer stärker mitbestimmend eingreift: Künstliche Ablenkung der Lütschine und der Kander (1712—1714) im Berner Oberland, der Aare von Aarberg nach dem Bielersee und von Nidau nach Büren,

der Linth zwischen Näfels, Walen- und Zürichsee, des Rheins bei Diepoldsau und Fussach, die zahlreichen Staubecken zur Gewinnung elektrischer Winter- und Spitzenkraft, wie Grimselsee, Barberine- (Wallis), Wäggital, Montsalvens (Fribourg), Sihlsee, die Durchbohrung von Gebirgen zur Änderung der Flussysteme (Ableitung des Arnensees aus dem Saane- ins Rhonegebiet, Änderung der Verteilung der Wasserkräfte durch die Trinkwasserversorgung der Städte), Lawinenverbauungen, Entwässerungen, Abtragung von Felsen und Schottern in Steinbrüchen und Kiesgruben usw. Der Mensch greift fördernd oder hemmend in den Gang der natürlichen Ereignisse ein, je nach den daraus zu erzielenden Vorteilen. Der Mensch drückt damit der Weiterentwicklung immer mehr einen Stempel auf, so dass der jüngste Abschnitt der Erdgeschichte auch im geologischen Sinne mit recht als Anthropozoikum bezeichnet werden darf.

IV.

1. Bergstürze. (76, 77.)

Gewaltige, plötzlich abtragende und aufschüttende katastrophale Veränderungen der Oberflächenformen, besonders in den Alpen, erzeugten in glazialen, prähistorischen und historischen Zeiten die Bergstürze und Schlipfe. Das glarnerische Linthtal (Glärnisch-Guppen 800 Millionen m^3, Glärnisch-Gleiter 777 Millionen m^3, beide glazial; Deyen-Wiggis 600 Millionen m^3, prähistorisch), der Talkessel von Engelberg (glazial, 2500—3000 Millionen m^3), das Kandertal (Fisistock 650 Millionen m^3), das Rheintal bei Flims (Flimserstein 12000 Millionen m^3, grösster Sturz der Schweizeralpen, glazial), das Rhonetal bei Sierre, das Ticinotal unterhalb Faido (Biaschina, 500 Millionen m^3) und viele andere erhalten durch Bergstürze ihren geologischen Charakter. Der See von La Derborence am Südhang der Diablerets, der Oeschinensee am Fuss der Blümlisalp, der Klöntalersee nördlich des Glärnisch und viele andere verdanken ihre Stauung und Entstehung Sturzmassen. Der Kernserbergsturz trennt Ob- und Nidwalden; der Gauschlabergsturz schützt den Hang ob Trübbach im Rheintal vor Erosion und Schlipfen; die Sturzblöcke ober- und unterhalb Zweilütschinen im Berner Oberland wirken wie Querschwellen einer Flussverbauung. Viele Sturzgebiete (Gauschla, Blattenheid in der Stockhornkette u. a.) liefern gutes Quellwasser. Die Ablagerungsgebiete der Bergstürze tragen meist Wald, da nicht alle Gesteine so rasch verwittern wie die Flyschschiefer des Elmersturzes vom Jahre 1881. Sehr übersichtliche Verhältnisse bietet der Goldauersturz vom Nagelfluhgipfel des Rossberges, der 1806 457 Menschen verschüttete. Reich an Bergstürzen sind die helvetischen Alpen wegen ihres Wechsels von weichen und harten Schichten und ihrer Tektonik; arm sind die gleichmässiger aufgebauten penninischen