Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 26 (1933)
Heft: 2

Artikel: Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän
Autor: Beck, Paul
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159273

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

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

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

Download PDF: 10.12.2025

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

Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän.

Von Paul Beck, Thun.

Mit 2 Tafeln (XIII und XIV) und 7 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

I.

Seite

1. Einleitung und neue Gesichtspunkte 337
2. Die Entwicklung der schweizerischen Eiszeitchronologie 339
3. Die Entwicklung der schweizerischen Flussysteme in der Tertiärzeit . . 341

II.

Das Pliozän.

Die glaziopliozänen Deckenschottereiszeiten.

I. Die ältere Deckenschotter- oder Günzeiszeit 344
A. Die Deckenschotterinterglazialzeit 348
II. Die jüngere Deckenschotter- oder Mindeleiszeit 348
B. Die grosse pliozäne Interglazialzeit 349

III.

Das Pleistozän.

Das Altpleistozän oder die Hochterrasseneiszeiten.

Über die Gliederung und Einordnung der Hochterrasse.

III. Die ältere Hochterrassen- oder Kandereiszeit 358
C. Die Hochterrasseninterglazialzeit 363
IV. Die jüngere Hochterrassen- oder Glütscheiszeit (ev. Thuneiszeit) . . 363
D. Die Schieferkohleninterglazialzeit 365

Das Mittelpleistozän.

V. Die grösste alpine oder Risseiszeit 368
E. Die letzte Interglazialzeit 371

Das Jungpleistozän.

Seite

VI. Die letzte grosse oder Würmeiszeit 376
1. Killwangen- oder Gurtenstadium (äussere Jungmoränen) 376
2. Schlieren- oder Bernerstadium (Mittlere Jungmoränen) 377
F. Die Spiezerschwankung 378
VII. Schlussvereisung und Rückzugsstadien 383
1. Muri- oder Zürichstadium (Innere Jungmoränen) 383
2a. Jaberg- oder Wichtrachstadium 385
2b. Thun- oder Strättligstadium 386
3. Interlakenstadium 387
4. Innertkirchenstadium 388

Das Holozän oder die Gegenwart 390

IV.

1. Bergstürze 391
2. Zur Datierung der prähistorischen Funde der Schweiz 392
3. Ozeanität und Kontinentalität in ihren Einwirkungen auf die Ausdehnung der Gletscher 393
4. Die Milankovitch'sche Solarkurve als Zeitmesser 395

V.

Vergleich des schweizerischen Glazials mit andern europäischen Vereisungsgebieten.

1. Ukraine 398
2. Polen 399
3. Russland 399
4. Norddeutschland und Dänemark 401
5. Über das Glazial der britischen Inseln und der Niederlande 401
6. Vergleich der nordischen Vereisungen mit den schweizerischen Verhältnissen (Tabelle) 403
7. Die Iller-Lechplatte im bayrischen Alpenvorland 404
8. Vergleich der glazialen Ablagerungen der Iller-Lechplatte nach B. Eberl mit den schweizerischen und französischen (Tabelle) 409

VI.

Zur Altersbestimmung der Deckenschottereiszeiten.

1. Über das Verhältnis des Glazials zum Pliozän 410
2. Beziehungen zu den Sundgauschottern und Vogesensanden des Bernerjuras 413
3. Alpine Felsterrassen und marines Pliozän 414
4. Stellung der Pliozänflora des Rhonegolfs 419
5. Versuch einer Parallelisierung des glazialen Pleistozäns mit dem marinen Quartär Siciliens und Süditaliens 420
6. Zur Neuordnung des Pliozäns und des Quartärs (mit Tabelle) 425

Schlusswort 427

Verzeichnis der zitierten und der wichtigsten für die vorliegende Chronologie in Betracht fallenden Literatur 430

I.

1. Einleitung und neue Gesichtspunkte.

Die nachstehende Arbeit wurde ursprünglich im Sommer 1932 als Einführung in das Quartär zuhanden des in Erstellung begriffenen geologischen Führers der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft geschrieben. Der seither von der geologischen Kommission erteilte Auftrag, das Schweizerquartär für die in Vorbereitung befindliche europäische Quartärkarte zu redigieren und die Übertragung der Organisation des Schweizeranteils einer Vorexkursion 1933[1]) und einer Hauptexkursion 1935 von den Ostalpen bis ins Aaregebiet im Anschluss an den internationalen Kongress der „Association pour l'étude du Quaternaire européen" (150) in Wien durch den Vorstand der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft veranlassten den Verfasser, die Arbeit auf breitesten Boden zu stellen. Die Sicherung der schweizerischen Quartärchronologie konnte dank der Mitarbeit von Dr. Jakob Hug in Zürich erreicht werden, der in mehrtägigen Besprechungen und Exkursionen sein bisher unveröffentlichtes, auf zahlreiche geotechnische Arbeiten und Sondierungen gestütztes Wissen zur Verfügung stellte. Ihm wie auch allen, die diese Arbeit moralisch oder durch Hinweise irgendwelcher Art unterstützt haben, sei hiemit herzlich gedankt.

Pliozän- und Quartärzeit leiten von den ausgedehnten, meist marinen, seltener limnischen oder terrestren Gesteinsablagerungen des Mesozoikums und des Tertiärs, welche neben den kristallinen Felsarten die Alpen, das Mittelland und den Jura aufbauen, zur Gegenwart über. Bis ins ältere Oligozän dominierte in der Schweiz die marine Sedimentbildung. Im mittlern und jüngern Oligozän und im untern und mittlern Miozän lieferte das sich hebende Alpengebirge gewaltige Schuttmassen in die Molassemeere und -seen, sowohl im Süden, als auch vom Nordfuss der Alpen bis weit in den Faltenjura hinein (Nagelfluh, Sandstein und Mergel). So entstanden die stampische und aquitanische untere Süsswassermolasse, die Meeresmolasse des Burdigalien und Helvétien, sowie während des untern Tortons die obere Süsswassermolasse. Vom obern Tortonien (Sarmatien) an überwiegen im ganzen Gebiet der Schweiz die abtragenden Vorgänge. Diese lassen sich nur in den auftragenden Zwischenperioden stratigraphisch erfassen. Zur Deutung der Zusammenhänge müssen in ausgedehntem Masse morphologische Gesichtspunkte, dann aber auch klimatische, botanische, paläontologische und archäologische Erkenntnisse mitverwendet werden.

Durch das Verarbeiten vieler neuer in der Schweiz und im Ausland gewonnener vielseitiger Gesichtspunkte ergab sich eine weit-

---

[1]) Die Exkursion 1933 musste seither aus politischen Gründen verschoben werden.

greifende Neuordnung des Quartärs und des ihm vorangehenden Pliozäns. Drei durch Reichhaltigkeit und Klarheit der Zusammenhänge besonders ausgezeichnete und eingehend erforschte Schlüsselgegenden bieten die Grundlagen: Das bernische Aaregebiet, das Aa-Glattal im Kanton Zürich und das Linthgebiet zwischen Walen- und Züricher see. Da einzig über das letztere eine zusammenfassende und abschliessende Monographie von ALPHONSE JEANNET (98) besteht, über die andern beiden Gebiete nur zahlreiche kleinere Mitteilungen und Kartierungen (24—43, 80—96) vorhanden sind, so wurde hier die Parallelisierung durch persönliche Besprechungen und Exkursionen der mit der Erforschung der beiden Arbeitsgebiete seit Jahrzehnten beschäftigten Geologen JAKOB HUG und dem Verfasser erreicht. Aus der Verarbeitung der drei vorzüglich übereinstimmenden Ablagerungsgruppen, der Einordnung in die nordische Chronologie und der Auswertung der botanischen und klimatischen Ergebnisse der nordischen Interglazialforschung ergaben sich folgende, meist unerwartete Hauptergebnisse:

1. Die beiden Deckenschottereiszeiten entsprechen den PENCK'- und BRÜCKNER'schen Günz- und Mindeleiszeiten,

2. die grösste und die letzte Vereisung dem Riss und Würm der genannten Forscher.

3. Zwischen Mindel und Riss lassen sich noch zwei weitere Eiszeiten nachweisen, die Kander- und die Glütscheiszeit, die nach der sogenannten grossen Interglazialzeit und nach der tiefsten Felstalbildung der Haupttäler beginnen und durch die warme Schieferkohleninterglazialzeit von der Risszeit getrennt werden. Sie sind gleichaltrig wie der schweizerische Hochterrassenschotter.

4. Grosse Schwankungen der Riss- und Würmvorstösse mit interglazialen Schottern, die eine Einteilung in Riss I und II sowie Würm I und II rechtfertigen würden, können nicht nachgewiesen werden.

5. Da in den nordeuropäischen Interglazialprofilen keine der sog. grossen Interglazialzeit entsprechende Periode paläobotanisch oder sonstwie nachweisbar ist, sondern die Vereisungen sich in ähnlichen Abständen folgen und die Rückzugsstadien der letzten Eiszeiten an beiden Orten sehr gut übereinstimmen, so dürfen Würm-, Riss- und Glütscheiszeit mit Weichsel-, Saale- und Elstervereisung parallelisiert werden.

6. Die ungleiche Reichweite der alpinen und nordischen Vorstösse erklärt sich aus dem verschiedenen Einfluss, den der von den Paläobotanikern festgestellte Wechsel von ozeanischen und kontinentalen Klimaten auf die Gletscherbildung hatte, je nachdem diese sich im Flachland oder im Hochgebirge auswirkten.

7. Da die den vier Vereisungen Nordeuropas vorangehenden Ablagerungen tertiäre Faunen und Floren aufweisen, allerdings nach

und nach die Abkühlung des Klimas durch Aufnahme nordischer Arten beweisend, so reduziert sich das Quartär auf die vier Eiszeiten, die der tiefsten Talbildung folgten. Günz und Mindel vertreten die glaziale Fazies des ältesten Pliozäns der Alpen. Sie fehlen dem nordischen Vereisungsgebiet.

8. Von den Felsterrassensystemen, welche die Alpen von W bis E und von N nach S regelmässig durchziehen, ist das zweitoberste, das sog. Burgfluhniveau, auf der Südseite der Alpen älter als das marine Pliozän, während es nördlich den Deckenschotterböden des Mittellandes entspricht, was das pliozäne Alter der ältesten Vereisungen bestätigt.

9. Dementsprechend gehören die Talbildungsphase zwischen dem Burgfluhniveau und dem Simmenfluhniveau (Zone oberster Verflachung der Ostalpen) ins älteste Pliozän, die Entstehung der Gipfelflur und deren Durchtalung ins Pontien und Sarmatien, die Talbildung vom Burgfluhniveau bis zu den Seeböden dem mittlern und jüngern Pliozän und die vorwiegende Aufschüttung im Alpenvorland dem Pleistozän an.

10. Weitere Anhaltspunkte zur Altersbestimmung liefern die Gegend von Basel, der nördliche Bernerjura und das untere Rhonetal, welche die Deckenschottereiszeiten älter als das marine Plaisancien und jünger als die Sundgauschotter und die pontischen Hipparionsande datieren.

11. Die erhaltene Einteilung der schweizerischen glazialen Ablagerungen stimmt nach Zahl und Zeitabstand in überraschender Weise mit der solaren Strahlungskurve von MILANKOVITCH überein. Allerdings dürfen die so nachgewiesenen Kältezeiten nicht als einzige und Hauptursache der Eiszeiten gedeutet werden, sondern nur als auslösende Momente, getragen von einer allgemeinen, aus andern Gründen entstandenen Abkühlung des Klimas. Auch kombiniert sich die Wirkung der Wärmeminima mit dem Wechsel ozeanischer und kontinentaler Klimate infolge von Änderungen in der Verteilung von Wasser und Land. Die Milankovitchkurve darf im Sinne einer Arbeitshypothese vorläufig als absolutes Zeitmass gelten.

Die Gliederung des Schweizerdiluviums in sechs Eiszeiten beseitigt zahlreiche bisherige Widersprüche, und die Altersbestimmung der verschiedenen Erosionsphasen der Alpen bis in die Molassezeit zurück rundet die Schweizergeologie der jüngsten Zeiten zu einer geschlossenen Einheit ab.

2. Die Entwicklung der Eiszeitchronologie.

Die Erforschung der Eiszeiten ging von der Schweiz aus. Der erste sozusagen moderne Beobachter war BERNHARD FRIEDRICH KUHN (107), der seine mehrjährigen Beobachtungen im Gletschertal von Grindelwald unter dem Titel „Versuch über den Mechanismus der

Gletscher" 1787 veröffentlichte. Er beschrieb in kurzer, klarer Weise die wichtigsten Erscheinungen der Gletscherstruktur, erklärte die Gletscherbewegung durch den Druck, den die höhern Schneemassen auf die in der Tiefe allmählich in Eis übergehenden ausüben, erörterte die Entstehung von Gletscherschrammen des Felsgrundes und die Bildung von Mittel-, Seiten- und Stirnmoränen, die er mit dem Berner Oberländerwort „Gandecken" bezeichnet. Als erster schliesst er, gestützt auf weit talabwärts liegenden Gletscherschutt, auf eine einstige ungewöhnlich grosse Ausdehnung der Gletscher. Der Engländer PLAYFAIR (139) wies 1802 auf den Eistransport erratischer Blöcke in Schottland, 1816 auf das gleiche Phänomen im Schweizermittelland und am Jura hin. Aber erst J. VENETZ (154, 155) aus Sion (1821 und 1829) und J. DE CHARPENTIER (50) in Bex bauten die Lehre aus, und L. AGASSIZ (6) von Neuchâtel und viele andere halfen ihr zum Durchbruch. Die ersten mächtigen interglazialen Schotter erkannte A. DE MORLOT (114) aus Lausanne an der Savoyer Drance schon 1854 und O. HEER (73) aus Zürich beschrieb 1858 die ersten interglazialen Floren und Faunen aus den ostschweizerischen Schieferkohlen, ohne dass sich jedoch diese Gesichtspunkte für die Forschung allgemein ausgewirkt hätten. Erst LÉON DU PASQUIER (131) aus Neuchâtel gliederte 1891, gestützt auf die Schotterterrassen der Nordschweiz, die Eiszeit in drei Vergletscherungen, deren älteste die beiden Deckenschotter umfasste und ins Pliozän gestellt wurde. Nach dem Vorbild E. SCHUMACHERS (1892) (148), der das elsässische Diluvium bearbeitete, trennt A. GUTZWILLER (72) in Basel 1894 den Deckenschotter in einen ältern und jüngern, womit für die Schweiz die vierteilige Gliederung massgebend wurde. Allerdings versuchte F. MÜHLBERG (116) in Aarau 1896 noch eine weitere Vereisung als Hochterrasseneiszeit zwischen die beiden Gruppen älterer und jüngerer Vereisung einzuschieben, aber ohne Erfolg, da er nur wenige Beweise (gekritzte Geschiebe, grosse Blöcke) dafür aufführen konnte. Die Gliederungsversuche kamen durch das die ganzen Alpen umfassende Werk von A. PENCK und ED. BRÜCKNER (134) „Die Alpen im Eiszeitalter" (1901—1907) zu einem vorläufigen Abschluss. Als Grundlage dienten die an Moränen anknüpfenden „fluvioglazialen" vier Schottersysteme des Iller-Lechgebietes: Älterer und jüngerer Deckenschotter, sowie Hoch- und Niederterrasse. Durch ursächliche Verknüpfung der Schotteranhäufungen mit Gletschervorstössen und der Erosionszeiten mit Gletscherrückzügen entstand die heute allgemein übliche Gliederung in die Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeiten. 1930 stellte B. EBERL (52) im selben Iller-Lechgebiet mit denselben Argumenten 3 Niederterrassen, 2 Hochterrassen, 2 Altterrassen, 2 Deckterrassen und 3 Donauschotter fest, die ebensovielen ausgedehnten Gletscherschwankungen, resp. Eiszeiten entsprechen sollen. Er erhöht die Zahl der jeweils mehrere Schwankungen und Vorstösse umfassenden Eiszeiten von vier auf fünf, indem eine älteste Donaueiszeit zu den

Penck-Brückner'schen kommt. Dabei stützt er sich vollständig auf die ausserhalb der Moränen der letzten Eiszeit auftretenden Verhältnisse, wie das ja seit L. DU PASQUIER auch in der Schweiz die vorherrschende Beweisführung war. Dabei wurde die Möglichkeit einer tektonischen Entstehung der Terrassen, die ausserhalb der Alpen und auch in der Schweiz klar liegt, ganz ausser Betracht gelassen.

Die nachfolgend dargelegte Gliederung des Schweizerglazials in sechs Eiszeiten unterscheidet einzig die beiden um ca. 100 m differierenden Deckenschotterzeiten Günz und Mindel nach ihrer Höhenlage, Verwitterung und Verkittung. Die vier mittleren und jungen Vereisungen werden durch übereinander lagernde Moränen und Schotter, die da und dort tierische und pflanzliche Einschlüsse enthalten, bewiesen. Die grundlegenden Verhältnisse lassen sich von ausserhalb der Würmmoränen sozusagen ohne Unterbrechung bis ins Innere der Alpen verfolgen. Dadurch tritt an die Stelle der morphologischen Beweisführung die stratigraphische, die auch im nordischen Vereisungsgebiet die Hauptrolle spielt.

Da sich die letzte Vergletscherung in der Schweiz wie im E Alpenvorland bezüglich Gletscherrandlagen, Niederterrassenbildung, Frische des Materials und der Formen vollständig gleich verhält, so ist an der Identität der beiden nicht zu zweifeln, desgleichen nicht an der zeitlichen Übereinstimmung der zweitletzten, grössten Vereisung. Da endlich an beiden Orten die hochgelegenen Deckenschotter für die Bezeichnungen Günz und Mindel im Penck'schen Sinne massgebend sind, ein Charakteristikum, das in der Schweiz eindeutig ist, so dürfen auch diese Bezeichnungen bleiben. Neu sind dagegen die mittleren Eiszeiten, die 1921 erstmals als Kander- und Glütschvereisungen mit der schweizerischen Hochterrasse in Verbindung gebracht wurden (29).

3. Die Entwicklung der Flussysteme in der Tertiärzeit.[1])

Alpenflüsse (32). Die grossen, zu Nagelfluh verfestigten Schuttkegel der molassezeitlichen (Stampien-Tortonien) Flussläufe Mt. Pélerin, Guggershörnli, Napf, Rigi, Speer usw. lassen in Kombination mit den heutigen Tälern eine konsequente Anordnung der Flussläufe quer zum Alpenstreichen erkennen und das Bestehen einer alten Arve, einer Drance-Lémanrhone, einer Navizence-Simme, einer Visp-Lütschine, einer Eginenbach-Aare, einer Bedrettoreuss, einer Medelslinth und eines Avers-Bodanrhein vermuten. Der Alpenschutt wurde noch im Helvétien über den heutigen Kettenjura weg ver-

---

[1]) Im folgenden wird nachstehende Einteilung des Jungtertiärs und Quartärs angewendet: Burdigalien, Helvétien, Tortonien, Sarmatien, Pontien, Präglaziopliozän, Glaziopliozän, Plaisancien, Astien, Pleistozän, Holozän.

frachtet, wie die Nagelfluhbänke in den heutigen Juratälern (z. B. Becken von Delémont) beweisen. Dieses molassische Flussregime dauerte bis ins Tortonien, dem die polygene obere Süsswassermolasse angehört. Diese zeichnet sich, wie auch die ältern Nagelfluhen, dadurch aus, dass ihre Gerölle, besonders östlich des Thunersees, nicht aus den benachbarten helvetischen Decken und der Aarmassivzone stammen, sondern unterostalpin und penninisch sind. Unsere heutige Gipfelflur, die eine gänzlich veränderte Gesteinszusammensetzung besitzt, muss demnach bedeutend jünger sein. Die sarmatischen Hebungsvorgänge unterbrachen die meisten genannten Talmündungen am Alpenrand und lenkten die Simme ganz, die Lütschine und die Linth teilweise ab. Sowohl in den Alpen wie im Mittelland muss während des Sarmatiens eine sehr energische Erosion geherrscht haben, da uns keine alten Ablagerungen mit gemischten Geröllen bekannt sind. Sie wurden durch die Flüsse fortgeschafft und zu Sand und Schlamm zerrieben. Später erfolgte die Aufwölbung der Massivzone Aiguilles Rouges-Tödi, welche einzig durch die Rhone, die Reuss und den Rhein überwunden wurde. Die andern Flüsse verloren ihre Oberläufe. In der tektonischen Narbe zwischen den penninischen Decken und dem Aarmassiv sammelten sich die Wasser von der Eginenbach-Aare bis zur Drance zum heutigen subsequenten inneralpinen Rhoneoberlauf, die Bäche von der Oberalp bis zur Silvretta aber im Bündnerrhein. Dadurch entstanden die inneralpinen Becken des Wallis und des bündnerischen Rheingebietes und damit die heutige Hauptverteilung der alpinen Wassermengen. Dies mag noch während des Sarmatiens geschehen sein, während das Pontien das definitive alpine Relief über dem später vielfach genannten Simmenfluhniveau ausreifen liess, so dass ein hohes Mittelgebirge entstand. Die nach Süden fliessenden Gewässer durchbrachen, dank der dortigen grossen Niederschlagsmengen und der nahen Erosionsbasis — bespülte doch noch das Pliozänmeer in Fjorden den Südfuss der Alpen (Breggiaschlucht bei Balerna) — in retrograder Erosion die tektonische Firstlinie der Alpen und eroberten den weitgespannten Halbkreis vom Monte Rosa über den Gotthard zur Bernina für die Adria.

Eine besondere Erwähnung verdient unter den vielen Terrassen- und Altflächen der Alpen das Simmenfluhniveau, das den Alpenrand meist in ca. 1500—1600 m Meereshöhe erreicht und sich durch das ganze Alpengebiet verfolgen lässt. Im Innern der Alpen, wo die Durchtalung noch gering ist, bildet es die Zone oberster Verflachungen. Es trennt ein älteres ausgereiftes Relief von den jüngern energischen Erosionsformen der eingetieften Täler. Es erreichte seinen Abschluss am Ende des Pontien und entspricht den alten Landoberflächen im untersten Rheintal und an der Donau beim eisernen Tor.

Mittelland- und Juraflüsse. Um das übrige Schweizergebiet kämpften vom Sarmatien an bis gegen das Ende des Pliozäns die

Donau, die Rhone und der Rhein mit wechselndem Erfolg. Der Kettenjura, der in gebogener, diagonaler Anordnung den Alpenbogen mit dem fast konzentrischen äussern Mittelgebirgsrahmen Böhmerwald – Schwarzwald – Vogesen – französisches Centralmassiv – Cevennen verbindet, bestimmte die ursprüngliche Gliederung der Region in zwei spitzwinklige Senkungsgebiete, das Schweizer Mittelland und die Saône-Rhônesenke. Das grosse Tal der Schweiz zwischen Alpen und Jura samt Wallis, Nordabdachung der Alpen, Rheinbünden und Engadin bildete lange Zeit das Quellgebiet der Donau, wie die einheitliche Ausgestaltung und Flussanordnung nahelegt. Der Winkel zwischen dem Jura einerseits und Schwarzwald, Vogesen und dem Centralplateau Frankreichs andererseits entwässerte durch Wutach, Doubs und Saône ins untere Rhonetal, das vorher und nachher, während des Tortons und des Plaisanciens, vom Meere überflutet wurde. Diese tiefe Erosionsbasis gab der vom Mont-Blanc nach Westen fliessenden Arve einen Vorsprung gegenüber der das Meer erst unterhalb Wien erreichenden Donau, so dass der Oberlauf der letzteren nach dem Mittelmeer abgelenkt wurde. Auch die Wutach und ihre Nebenflüsse besassen diesen Vorteil gegenüber der durch den Verlust der Rhone in ihrer Erosionskraft verminderten Aare, die das verbleibende Tal der Schweiz zur Donau entwässerte. Aare, Reuss, die Zürichsee-Sihl, die Linth-Glatt, die Töss und die Thur wurden für das Saône-Rhonegebiet erobert. Zwischen Basel und Belfort weisen die grossenteils aus Alpenkies zusammengesetzten Sundgau-Schotter auf diese Entwässerungsperiode hin. So gehörte in der Übergangszeit vom Pontien zum Pliozän die Schweiz mit Ausnahme der Südtäler, des Bündner-St. Galler-Rheintales und des Engadins dem Mittelmeergebiet an. Da unterbrach die tektonische Vertiefung des Rheintalgrabens das konsequente Flussystem nördlich der Alpen, indem dieser sich stets vertiefende Grabenbruch den Strom Aare-Wutach-Doubs-Saône zwischen Basel und Altkirch unterbrach und als Aare-Wutach nach Norden zum Nord-Rhein hinlenkte. Infolgedessen strömte der Grossteil des mittel- und nordschweizerischen Wassers nun zur Nordsee. Diese Ablenkung geschah vor dem Eintritt der ersten nachweisbaren Gletscherzeit; denn die zugehörige Talung enthält die ältesten Gletscherablagerungen in Form der ältern Deckenschotter. Die Ablenkung des Bündner-St. Galler-Rheins gelang erst viel später gegen das Ende des Pliozäns, ebenso die Bildung der Talung Seez-Walensee, die Rhein und Linth heute ebensohlig verbindet (137).

Einen Widerspruch gegen die Vorstellung einer zur Donau fliessenden alten Rhone scheint die pliozäne Hauptschotterbank der schwäbisch-bayrischen Hochebene zu bilden, deren Äquivalente auch nördlich von Schaffhausen auftreten. Diese Schotter nehmen von Osten nach Westen an Geröllgrösse ab. Da sie aber Hipparion lieferten, so gehören sie dem Pontien an, also einer ältern Zeit als

sie oben für den ostwärts gerichteten Rhone-Donaulauf angenommen wurde. Sie scheinen den Vogesensanden nahe zu stehen, einmal nach dem Fossilgehalt, dann aber auch deshalb, weil sie wohl nur vor der Faltung des Kettenjura und vor der Hebung des Tafeljura aus der Gegend der Innmündung soweit gegen W vorstossen konnten.

II.

Das Pliozän.

Die glaziopliozänen Deckenschottereiszeiten. (53)

I. Die ältere Deckenschotter- oder Günzeiszeit.

PENCK und BRÜCKNER bezeichneten als Günzeiszeit den alpinen Eisvorstoss, der sich mit dem ältern Deckenschotter verknüpft. Da in der Schweiz selbst nur zwei Deckenschotter auftreten, indem die ältern, ebenfalls alpinen Sundgauschotter einzig im obersten Elsass erhalten geblieben sind, so kann über die Identität von Günzeiszeit und älterer Deckenschottereiszeit kein Zweifel herrschen, im Gegensatz zu den Verhältnissen im östlichen Alpenvorland, wo viele Schotterniveaux verschiedensten Alters auftreten.

Die ältern Deckenschotter bilden in der Nordschweiz auf den Molassehöhen Platten aus löcheriger Nagelfluh, die durch ihre schroffen Böschungen dem Schienerberg bei Stein a. Rh., dem Irchel an der Tössmündung, mehreren Rücken zwischen Glatt- und Aaremündung, dem Albis und Uetliberg am Zürichersee, Hasenberg, Heitersberg, Schöfflisdorferegg und Siggenberg in der Umgebung von Baden, dem Berg bei Rheinfelden, sowie verschiedenen hochgelegenen Terrassen in der Nähe Basels ihre charakteristischen Formen verleihen. Weniger kompakt als die Molassenagelfluh und durch hohle Dolomitgerölle ausgezeichnet, beweisen die Deckenschotter durch ihre seltenen Schneckenfunde schon im Pliozän auftretender Arten, sowie durch die Seltenheit von kristallinen Geröllen, die die heutigen Talflanken des Bündnerlandes kennzeichnen, das hohe Alter und die noch wenig fortgeschrittene Taleintiefung in den Alpen.

Herr Dr. E. BAUMBERGER in Basel hatte die Güte, die von ROMAN FREI (53) zitierten Schneckenfunde auf ihr Alter nachzuprüfen und mir folgende, hiemit herzlich verdankte Zusammenstellung zur Verfügung zu stellen:

	Schon im Pliozän			*Recent*
	1. nach BOLLINGER	2. nach EDER	3. nach WENZ	
Hyalinia cellaria MÜLL.			+ M. Pliozän (Plaisancien)	+
Vitrea crystallina MÜLL.			+ Pliozän (Plaisancien)	+
Euconulus fulvus MÜLL.			+ Mittel-Pliozän (Plaisancien)	+
Hyalinia nitidula DRAP.			+ Ob. Pliozän (Astien) (Villafranchien)	+
Vallonia tenuilimbata SANDB.*)			+ Zu pulchella MÜLL. gezogen	
Trichia sericea DRAP.				+
Trichia hispida L.	+	+ Red Crag. Norwich Cr.	+ Ob. Pliozän (Astien)	+
Arianta arbustorum L.	+	+ Norwich Crag (Engld.)	+ Ob. Pliozän (Astien)	+
Cionella lubrica MÜLL.			+ Pliozän (Astien)	+
Pupilla muscorum L.		+ Villa-franchiano[1])	+ Ob. Pontien (Pliozän) Astien	+
Vertigo pygmaea DRAP.		+ Villa-franchiano[1])	+ Ob. Pliozän: Astien (Villafranchien)	+
Clausilia dubia DRAP.		+ Villa-franchiano[1])		+
Succinea oblonga DRAP.		+ Villa-franchiano[1])	+ Plaisancien, Astien	+
Pomatias sp. ind. cf. Henricae STROB.				
Pomatias obscurus DRAP.	+	+		

*) WENZ zieht *Vallonia tenuilimbata* SANDBG. zu *Vallonia pulchella* MÜLLER, welch letztere im Pliozän und höher bis in die Gegenwart bekannt ist.

[1]) Villafranchien = Oberes Pliozän nach KAYSER, GIGNOUZ, etc.

Demnach treten sämtliche bekannte Arten schon im Pliozän auf, dauern aber bis heute an. Für das pliozäne Alter der ältern Deckenschotter spricht somit das Fehlen pleistozäner Arten.

An der Schöfflisdorferegg nördlich der Lägern, am Schienerberg, am Uetliberg und am Albis, sowie am Siggenberg verknüpft sich der ältere Deckenschotter so mit Moränen, dass zwei Eisvorstösse nachgewiesen werden können.

Dadurch ergeben sich folgende Gliederungsverhältnisse der Günzeiszeit:

I. Günzeiszeit:

5. Uetlibergschotter (Schotter des Uetliberggipfels).
4. Albisvorstoss (obere Moräne am Albis und Uetliberg).
3. Lägernschwankung (mittlerer Schotter am Ostende der Lägern bei Regensberg).
2. Eggvorstoss, untere Moräne der Schöfflisdorferegg zwischen Wehntal und Rhein.
1. Staffelschotter.

(Namen nach Vereinbarung mit J. Hug.)

Zwischen Aare und Glatt übertreffen die Günzmoränen die jüngste Vereisung (Würm) um ein Geringes an Ausdehnung; nordwestlich des Bodensees bleiben sie wesentlich hinter ihr zurück, aber im Schussen-Illergebiet überborden sie sogar die grösste Vergletscherung (Riss), was für die damals noch bestehende Verbindung des Bündnerrheins mit der Donau spricht (55).

Die Höhenlage der ältern Deckenschotter senkt sich von 940 m am Albis und 680 m bei Stein a. Rh. längs des Rheins bis auf 360 m bei Basel, was 500 m über dem Zürichsee (am Albis) und 110 m über dem heutigen Talboden bei Basel bedeutet. Über Aare- und Rhonegletscher wissen wir auf Schweizerboden nichts Bestimmtes. Die warmen ozeanischeren Verhältnisse des mediterranen Regimes in den Westalpen verhinderten wohl eine starke Ausdehnung der westlichen, wie auch der südlichen Alpengletscher über die Alpen hinaus. Für eine inneralpine Vergletscherung der Tessineralpen sprechen aber die vielen ins Burgfluhniveau fallenden Flussverlegungen, die am ehesten durch Gletschereinflüsse zu erklären sind.

Dass sich im Aaregebiet keine Deckenschotter ausbreiten, ist einmal darauf zurückzuführen, dass es noch stark unter dem westlichen ozeanischen Einfluss stand, dann aber auch, dass damals sein höchstes und wirkungsvollstes Einzugsgebiet, das Haslital bis zum Brienzersee, sein Eis über den Brünig dem Reussgletscher zuwandte. Erst die Deckenschottereiszeiten verlegten den Aarelauf nach W ins Thunerseegebiet, wodurch das Berner Oberland zu einem einheitlichen Gletscherbassin zusammengefasst wurde. Tatsächlich blieben im

Reussgletschergebiet die Deckenschotter vor der Obwaldner-Luzerner-Mündung des alpinen Eises erhalten und nicht vor dem Urner-Zuger Ausgang.

Anschliessend möge noch darauf hingewiesen werden, dass die starken Deckenschotter auf ihre Unterlage konservierend wirkten, indem sie durch ihre Porosität der Oberfläche die Denudationsagenzien entzogen. Sicher befanden sich besonders die sich mit Wasser sättigenden und daher zerfallenden weichen Sandsteine und Mergel der Molasse im Nachteil. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass sich in vielen Fällen die morphologischen Formen vertauschten, indem die Talböden der Deckenschotterzeiten in ihrer Höhe erhalten blieben und heute Hügelrücken bilden, die ehemaligen, nackten Hügelrücken aber durch Oberflächenabtragung zu Tälern denudiert wurden. Die ausgedehnten Deckenschotterplatten, wie sie von R. Frei (53) dargestellt wurden, dürften dadurch bedeutend reduziert werden. Dadurch gehen auch die Schottermengen auf wahrscheinlichere Werte zurück. Zu gleichen Ergebnissen gelangte auch Eberl (52) für das Gebiet der Iller-Lechplatte, der ebenfalls die ausgedehnten, zusammenhängenden Schotterdecken Penck's (134) verneint.

Das Burgfluhniveau als alpiner Günzboden.

Im Alpeninnern fehlen Ablagerungen aus den ältesten Eiszeiten. Dagegen erkennt man Felsterrassen, die nach ihrer Höhenlage mit den Deckenschottern korrespondieren. Diese Felsterrassen sprechen deutlich für einen Wechsel von tektonisch bedingten Erosions- und Akkumulations- oder Stillstandszeiten, wobei die erstern bei weitem überwiegen, so dass die Deckenschotterzeiten und das nachfolgende lange Interglazial als pliozäne Erosionsperiode bezeichnet werden müssen.

Als Boden der Günzvereisung und wahrscheinlich auch noch der Mindeleiszeit darf das Burgfluhniveau des Berner Oberlandes (25) in ca. 1000 m Meereshöhe angesprochen werden. Dieses zieht sich in ähnlich bleibender Höhenlage als Riegelrücken, Terrassenreste, Talböden, Trockentäler, Wasserscheiden usw. weithin durch die Schweizeralpen und die östlich anschliessenden Gebirge fort. Im Burgfluhniveau bildete sich ein Gleichgewichtszustand zwischen den Erosionswirkungen in den Quertälern und dem Effekt der Denudation der in weiche Schichten eingeschnittenen Längstäler aus, so dass viele niedrige Talwasserscheiden entstanden. Deshalb konnten die aus den höhern Einzugsgebieten zuerst vorstossenden günzzeitlichen Eismassen nichtvergletscherte Nebenflüsse in benachbarte Stromgebiete abdrängen und vielfach dauernde Verlegungen erzeugen. Unser heutiges Flussnetz erhielt dadurch seine letzte grosse Ausgestaltung.

Der Simmegletscher drängte die Saane von den Saanenmösern ins Pays d'Enhaut. Der Aaregletscher entfernte die Wasserscheide gegen die Lütschine, so dass von da an die Aare statt wie bisher über den Brünig gegen Westen ins heutige Thunerseegebiet floss. Der vordringende Reussgletscher verlegte im Bürgenstockniveau sukzessive die Mündungen der Engelbergeraa und der Sarneraa aus ihren Stammtälern, so dass das heutige komplizierte Talsystem des erst später ausgetieften Vierwaldstättersees entstand. Wahrscheinlich stammt auch das Walenseetal, die westliche Abzweigung des alpinen Rheintales, aus dieser Periode. Die Flüela-, Dischma- und Sertigbäche verloren den Anschluss ans Prätigau und wandten sich der Albula und mit dieser der Lenzerheide zu, um erst später vom tiefer eingeschnittenen Hinterrhein zurückerobert zu werden. Der Ticino verlor den Cenerilauf, um ebenfalls gegen Westen abzufliessen; der Addagletscher verdrängte Cassarate und Vedeggio nach dem Lago Maggioregebiet bis zur Bildung des vielgestaltigen Talsystems der heutigen Comer-, Luganer- und Langenseen. Doch nicht einzig in den Alpen, sondern auch im Mittelland ermöglichte dieses Niveau, offenbar unter dem Einfluss von Gletschern, zahlreiche Flussverlegungen. Als Beispiel sei die engere und weitere Umgebung des Napfs genannt, dessen eigenartige Talanordnung auf eine starke Ausgeglichenheit der umliegenden Erosionsbasen hinweist. Da sowohl bei den alpinen Verlegungen, wie auch bei den mittelländischen sich fast alle Ablenkungen nach Westen wenden, ist die Mitwirkung einer regionalen Krustenbewegung mit Senkung des Westgebietes, resp. Hebung des Ostlandes, wahrscheinlich.

A. Die Deckenschotterinterglazialzeit.

Der Aufschüttung der ältern Deckenschotter folgte eine Erosionsperiode. Der Heitersberg links der Limmat und das Ostende der Lägern und der Siggenberg rechts des Flusses tragen ältern Deckenschotter in ca. 600 m, das Gebenstorferhorn zwischen Limmat und Reuss in ca. 500 m Meereshöhe. Die Erosionswirkung dieser ersten Interglazialzeit tritt ferner im untersten Teil des Glattales, im Durchbruchtal der Aare von Brugg bis Waldshut und längs des Rheins besonders von Rheinfelden bis Basel klar zu Tage.

II. Die jüngere Deckenschotter- oder Mindeleiszeit (49).

Der jüngere Deckenschotter ist um 110 (Schienerberg westlich des Untersees) bis 55 m (bei Basel) in den ältern eingetieft. Ihm dürfen in der Nordschweiz folgende Vorkommnisse, die eine einheitliche Gruppe bilden, zugerechnet werden: Gebenstorferhorn und Bruggerberg an der Aare, Rheinsberg und andere im untern Glattal,

Asenberg und Rechberg im Klettgau, sowie Kohlfirst, Neuhauserwald, Stammheimerberg und Herdern beidseitig des Rheins unterhalb des Bodensees. Unsicher wird die Zuteilung der alpenwärts gelegenen Schotter von Bischofsberg und Hohlenstein an der Thur und im Reussgebiet zwischen Seetal und Suhrtal. Bei Herdern im Thurgau treten an der Basis der Schotter gekritzte Geschiebe und kantengerundete Blöcke auf, am Stammheimerberg (Zürich) sind in den obern Teil der Schotter Moränen eingelagert. Diese und andere Gletscherspuren veranlassen folgende Gliederung der Mindeleiszeit:

3. Stammheimervorstoss.
2. Thurschwankung.
1. Herdernvorstoss.

A. Deckenschotterinterglazialzeit.

(Namen nach Vereinbarung mit J. Hug.)

Die Übereinstimmung dieser Ablagerungen mit den Penck-Brückner'schen Mindelschottern und Moränen ist, soweit es die Definition betrifft, wiederum eindeutig.

Zwischen der Lägern und der Schussen liegen die dem jüngern Deckenschotter zugehörigen Moränen der Mindeleiszeit etwas ausserhalb der Günzmoränen, zwischen Donau und Iller immer noch östlich ausserhalb der Wälle der grössten Vereisung. Die Ablenkung des Bündnerrheins zum heutigen Rheintalgraben fand demnach erst in der folgenden Interglazialzeit statt. Westlich des Napfs und am Südrand der Alpen fehlen Ablagerungen, die dem jüngern Deckenschotter zugezählt werden dürften.

B. Die grosse, pliozäne Interglazialzeit.

Während das Plaisancienmeer im Rhonetal bis gegen Lyon reichte, die Bresse von einem ausgedehnten See bedeckt war und der padanische Golf in die alpinen Talmündungen im Kirchetniveau (Medeglia- und S. Bartolomeoniveau) eindrang und marine Sedimente deponierte, herrschten in den Nordalpen Erosionsvorgänge vor, die keinerlei Schichten hinterliessen. Im Laufe des Pliozäns schnitten die Gewässer die Haupttäler um ca. 700 m ein, allerdings durch Stillstände und Verebnungsphasen unterbrochen. Die letztern gliedern die Talgehänge in das Kirchetniveau (29) des Berner Oberlandes in ca. 700 m (am Vierwaldstättersee und Léman ca. 800 m) und das Hilterfingenniveau (29), das im Mittelland bedeutende Ausdehnung annimmt, in 600 m Höhe am Thuner-, Genfer- und Vierwaldstättersee. In beiden Niveaux fanden noch Flussverlegungen statt, allerdings vorwiegend im Mittelland, z. B. in der Umgebung des Napfgebietes, wo sich heute zwei Talsysteme, ein mehr SW—NE und ein SE—NW sich kreuzen. Die Talbildung setzte sich weit unter die heutigen Böden hinab fort, ungefähr auf die Höhe der Seeböden. Wie weit

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,

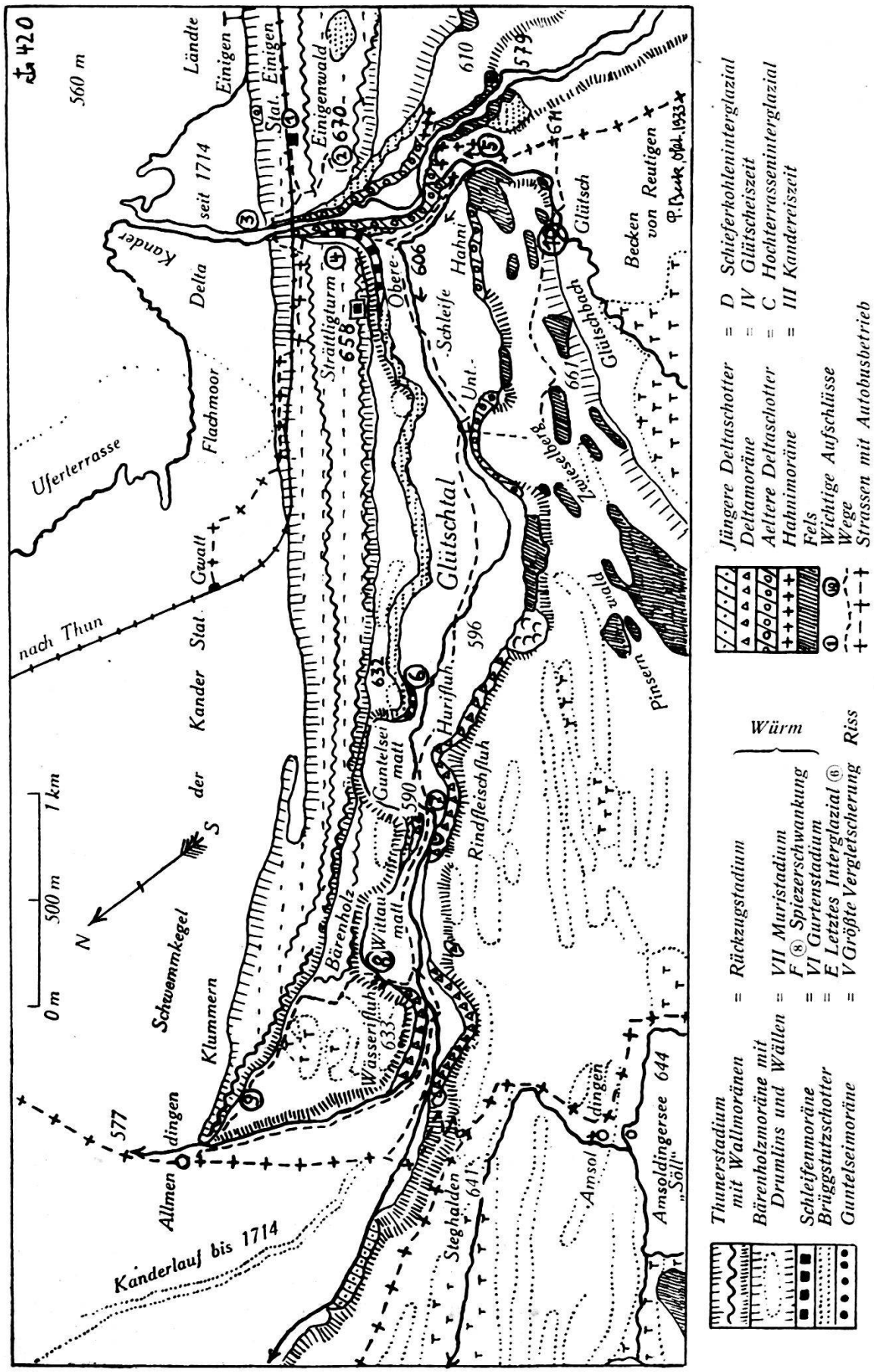

Fig. 1. Die 5 pleistozänen Moränen im Glütschtal und Kanderdurchstich bei Thun.

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-

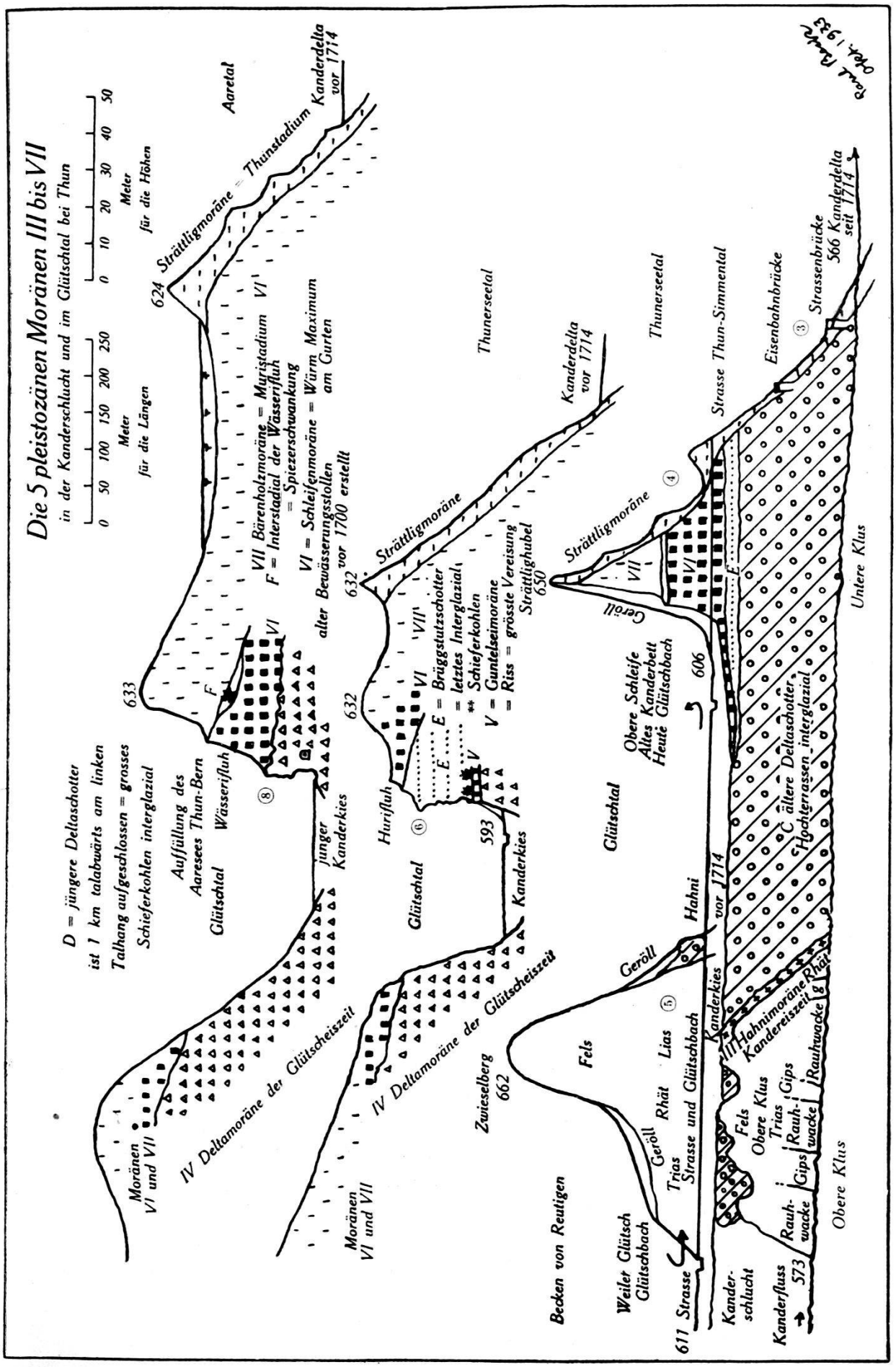
Die 5 pleistozänen Moränen III bis VII
in der Kanderschlucht und im Glütschtal bei Thun
0 50 100 150 200 250
Meter
für die Längen
0 10 20 30 40 50
Meter
für die Höhen
Aaretal
Strättligmoräne = Thunstadium
Kanderdelta vor 1714
624
VII Bärenholzmoräne = Muristadium
F = Interstadial der Wässerifluh
= Spiezerschwankung
VI = Schleifenmoräne = Würm Maximum
am Gurten
alter Bewässerungsstollen vor 1700 erstellt
633
632
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
Strättligmoräne
Thunerseetal
Kanderdelta vor 1714
Hurifluh
E = Brüggstutzschotter
= letztes Interglazial
** Schieferkohlen
V = Guntelseimoräne
= Riss = grösste Vereisung
Strättlighubel
630
593
Kanderkies
Zwieselberg
662
Strättligmoräne
Thunerseetal
Strasse Thun-Simmental
Eisenbahnbrücke
Strassenbrücke
566 Kanderdelta seit 1714
Geröll
Obere Schleife
Altes Kanderbett
Heute Glütschbach
606
Glütschtal
Hahni
vor 1714
Geröll
Fels
Lias
Rhät
Trias
Strasse und Glütschbach
Kanderkies
Hahnimoräne Kandereiszeit
Rhät
Fels
Obere Klus
Trias
Gips
Rauhwacke
Rauhwacke
Gips
Rauhwacke
Becken von Reutigen
Weiler Glütsch
Glütschbach
611 Strasse
Kanderschlucht
Kanderfluss
573
Obere Klus
Untere Klus
C ältere Deltaschotter
Hochterrassen interglazial

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. Moraine 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.

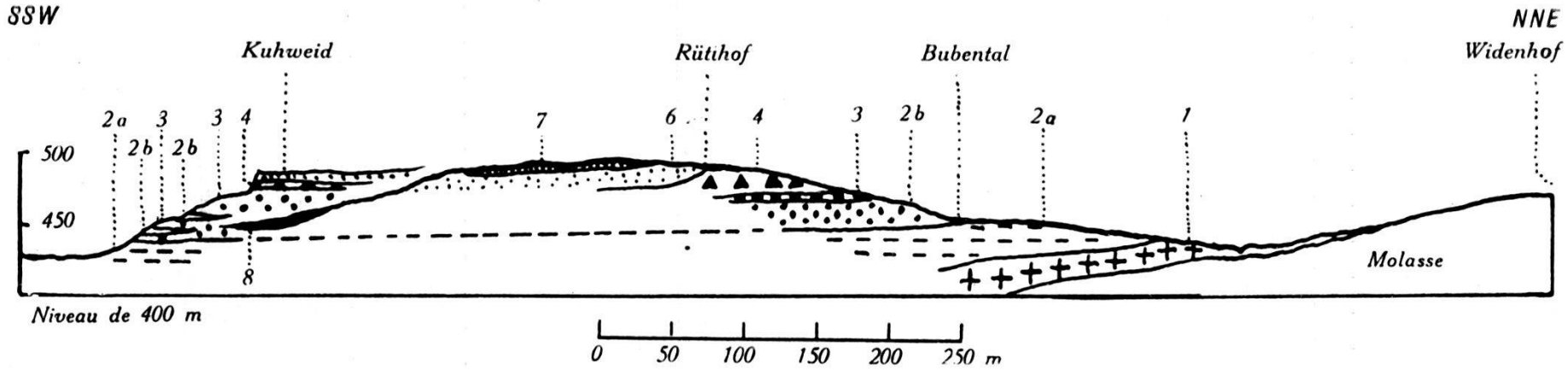

Fig. 3. Profil transversal de la terrasse au N. de Wangen (Schwyz) d'après A. JEANNET 1918—1919. Interprétation 1933. 1. Moraine inférieure = Kander. 2a. Argiles rubannées, argiles à végétaux. 2b. Graviers inférieurs. 3. Moraines inférieures aux charbons feuilletés = Glütsch. 4. Niveaux des charbons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

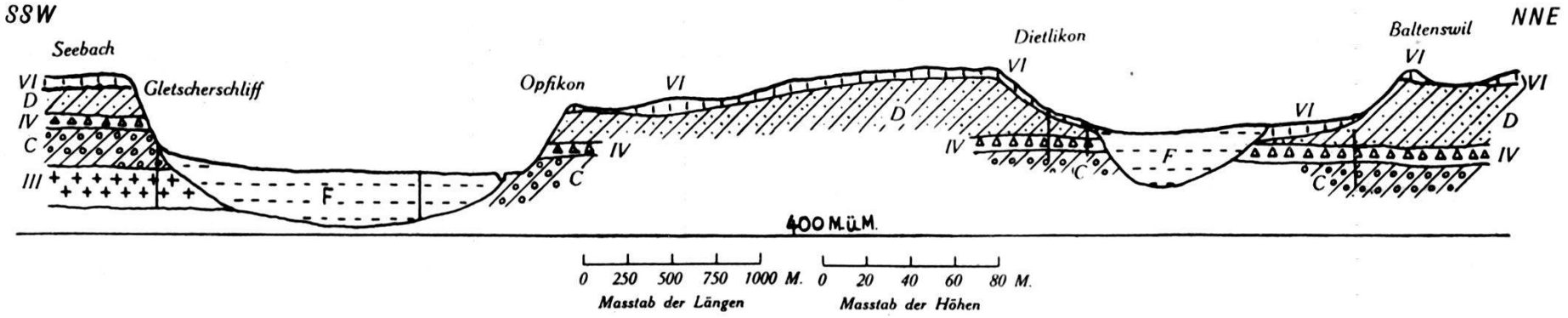

Fig. 4. Querprofil durch die alten Schotter des mittleren Glattales nach JAKOB HUG, Zürich. Oktober 1933.

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.

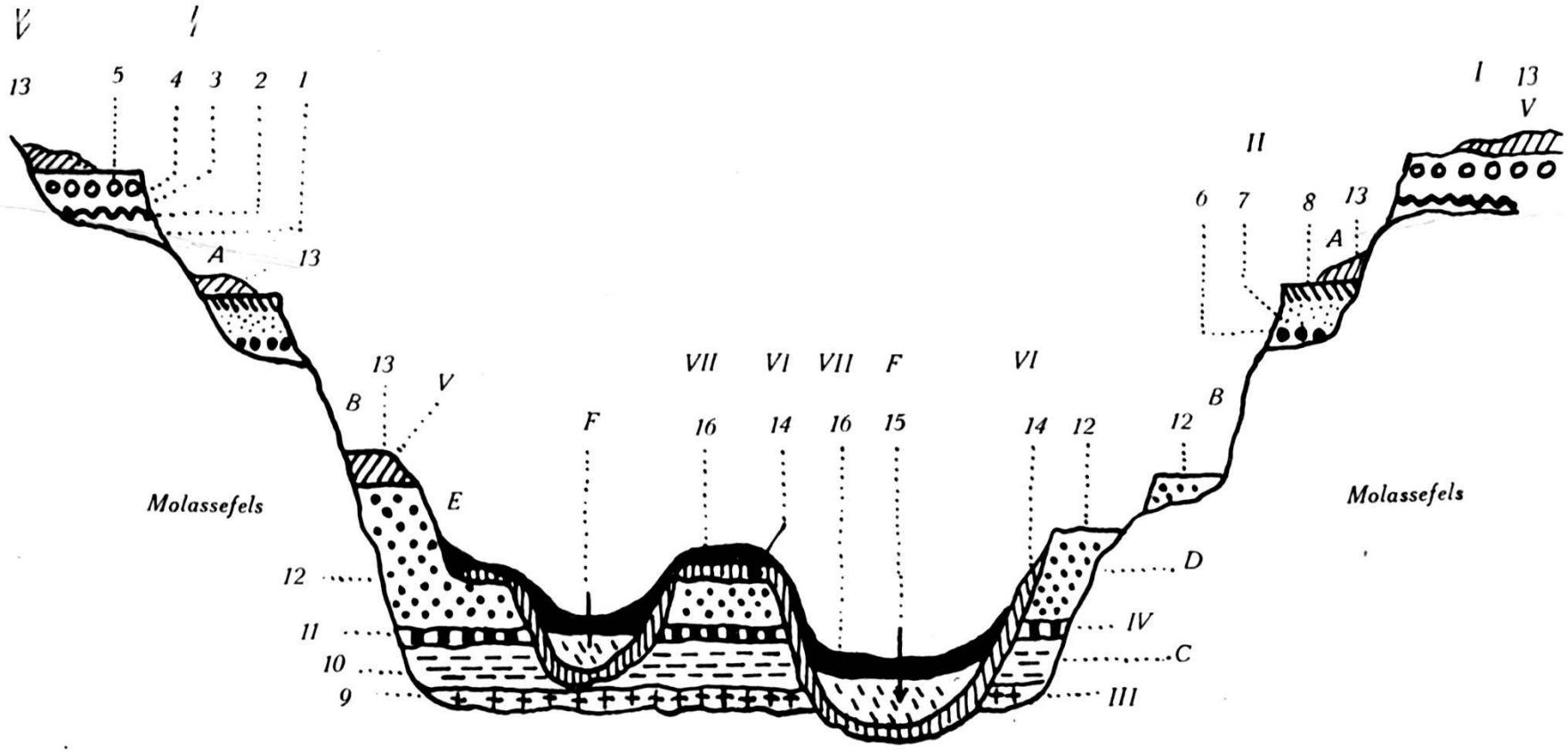

Fig. 5. Schematisches Sammelprofil der gesamten Eiszeitenfolge im Glatt-Rheingebiet nach Roman Frei, Albert Heim, Jakob Hug u. a. von Paul Beck, Thun. Dezember 1933.

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 Höttingbei 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.

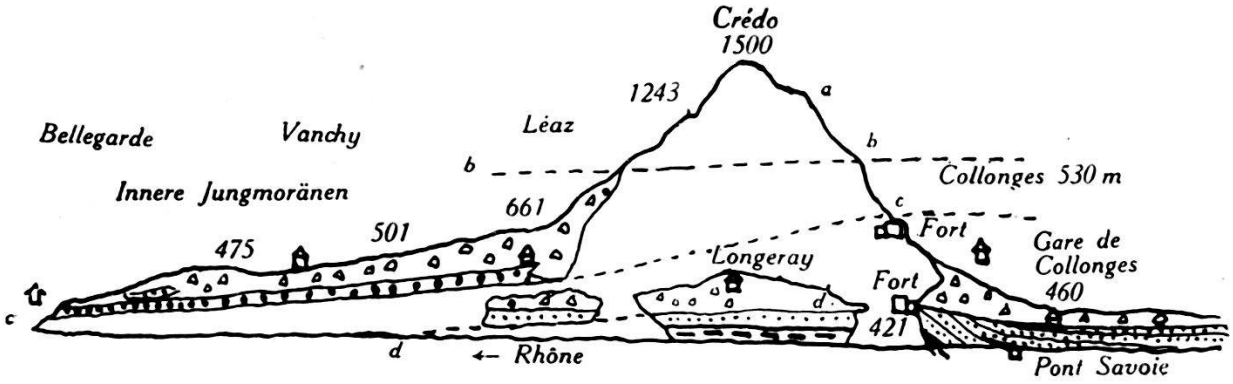

Fig. 6. Die Jurakluse Collonges—Fort-de-l'Ecluse—Bellegarde.
Länge des Profils ca. 10 km. Nach W. Kilian und J. Révil.

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 Aussensaum 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 Bucheggberg, 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 Schieferkohleninterglazialzeit. 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 m³, Glärnisch-Gleiter 777 Millionen m³, beide glazial; Deyen-Wiggis 600 Millionen m³, prähistorisch), der Talkessel von Engelberg (glazial, 2500—3000 Millionen m³), das Kandertal (Fisistock 650 Millionen m³), das Rheintal bei Flims (Flimserstein 12000 Millionen m³, grösster Sturz der Schweizeralpen, glazial), das Rhonetal bei Sierre, das Ticinotal unterhalb Faido (Biaschina, 500 Millionen m³) 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

und ostalpinen Decken, während die ebenfalls rasch das Gestein wechselnden Präalpen der Klippendecke häufig kleine Stürze aufweisen. Der schönste interglaziale Sturz lagert verkittet im Sundgraben am Beatenberg über dem Thunersee zwischen 120 m hangender und 30 m liegender Moräne 70 m mächtig.

2. Zur Datierung der prähistorischen Funde der Schweiz.

Die neue Glazialchronologie bringt auch einige Abklärung in das vielumstrittene Gebiet der Urgeschichte. Die Metallzeiten, das Neolithikum und das Azilien fallen vollständig ins Holozän, d. h. in die Zeit nach dem Rückzug des Aaregletschers von Innertkirchen in seine heutige Stellung. Die vorangehende Magdalénienkultur lässt sich an zwei Stellen einseitig datieren. Die Station Le Scé bei Villeneuve, die einzige bekannte alpine Stelle, muss jünger sein als die Interlakenerstellung des Aaregletschers (33); denn zu dieser Zeit reichte der Rhonegletscher noch ins Quertal gegen den Léman. Sie fällt somit in den Schluss des Pleistozäns. Das Kesslerloch im Fulachtal bei Thaingen muss bedeutend jünger sein als das Schlierenstadium (96), also frühestens in die ersten Rückzugsstadien der letzten Vergletscherung fallen. Es lieferte 55 Säugerarten (123), wovon hier der Eisfuchs, der amerikanische Rotfuchs, das Mammut, das wollhaarige Rhinoceros, das Wildpferd (über 50 Ex.), das Wildschwein, der Edelhirsch, das Rentier (über 500 Ex.), der Moschusochse, das Wisent, der Alpenhase (über 1000 Ex.), das Murmeltier, der Halsbandlemming, die Schneemaus und die sibirische Zwiebelmaus genannt seien. Ferner sei noch auf die über 170 Schneehühner hingewiesen.

Die ostschweizerischen Fundstellen vom alpinen Paläolithikum Wildkirchli im Säntis, 1477 m ü. M. (15), Drachenloch ob Vättis, 2445 m (16) und Wildmannlisloch in den Churfirsten (17) lieferten Werkzeuge, die vor das Moustérien zu stellen sind, riesige Mengen Ursus spelaeus, ferner Felis leo spelaea, Felis pardus, Cuon alpinus fossilis, Canis lupus, Dachs, Marder, Steinbock, Gemse, Edelhirsch, Murmeltier und Alpendohle, aber keine geologischen Anhaltspunkte zu einer Zeitbestimmung. Mit der Steigelfadbalm (11a), 900 m, oberhalb Vitznau am Rigi gelegen, steht es nicht besser. Dagegen kann die Einordnung des alpinen Paläolithikums in die vorliegende Chronologie dank den vorzüglichen Untersuchungen von Dubois und Stehlin (189) in der Grotte von Cotencher in der Areuseschlucht bei Neuenburg und den unermüdlichen Nachforschungen und Grabungen von Flückiger und den Gebrüdern Andrist im Simmental (Berner Oberland) ebenfalls stratigraphisch gelöst werden. In allen Fällen spielen sterile glaziale Bändertone, die einzig in stehendem Wasser der Höhlen entstanden sein können, eine entscheidende Rolle, indem zu ihrer Bildung ein Abschluss der Höhlen durch Eis

oder Firn vorausgesetzt werden muss. Ferner dienen erratische, höhlenfremde Gerölle zur Datierung. *Cotencher* führt die Moustérienkultur und eine ziemlich kühle Fauna zwischen zwei Ablagerungen, die beide Wallisergesteine- und mineralien enthalten, also den beiden letzten Vergletscherungen entsprechen müssen. Die Tierwelt und die Ablagerungsart deuten auf das Ende der letzten Interglazialzeit und den vorstossenden Würmgletscher hin. Im *Schnurrenloch* oberhalb des Weissenburgbades (ca. 1250 m hoch) stimmt die Lagerung vollkommen damit überein, indem die Fundschichten zwischen zwei glazialen Bändertonen liegen. Das Vorkommen von Eisfuchs deutet ebenfalls auf den herannahenden Würmgletscher. Irgendwelche Gletscherschwankungen fallen in dieser Höhe ausser Betracht, da die genaue Kenntnis der Gletscherablagerungen das Auftreten grösserer Schwankungen überhaupt verneint und andererseits der Simmegletscher nur während seines Hochstandes durch Stauung dort hinauf reichen konnte. Zeitweilig entleerte sich die Höhle durch Gletscherspalten, worauf der Lehm austrocknete und viele Schwundrisse bildete. Die folgenden Verschlammungen, die wohl Wärmeperioden entsprechen, umhüllten die eckigen Stücke, so dass eine sehr hübsche Lehmbreccie entstand. Die Kulturschicht muss demnach interglazial sein (persönliche Beobachtung).

Das *Ranggiloch* endlich, das in ca. 1850 m Höhe über Boltigen liegt, besitzt nach den Beobachtungen von Paul Bieri ebenfalls deutliche Bändertonschichten. Neben dem obern Glazial und seitlich mit diesem vermischt, also jünger als dieses, wurden Artefakten und Tierknochen, sowie eine Feuerstelle gefunden. Da es sich nach den Ergebnissen der Erforschung des eiszeitlichen Aaregletschers und der Eigenart der Gerölle nur um Geschiebe des Simmengletschers handelt und dieser nur während der grössten Vereisung so hoch hinaufreichte, so kann auch dieses paläolithische Vorkommnis nur als postrisszeitlich aufgefasst werden. Alle drei Höhlen stimmen darin überein, dass keine Anhaltspunkte vorliegen, das alpine Paläolithikum älter als die letzte Zwischeneiszeit zu datieren.

3. Ozeanität und Kontinentalität in ihren Einwirkungen auf die Gletscherausdehnungen.

Für das Verständnis der alpinen Vereisungen und ihrer Verschiedenheit unter sich und gegenüber den nordischen besitzen die paläobotanischen Ergebnisse über die Klimaverhältnisse im nordischen Vereisungsgebiet grösste Bedeutung. Alle dortigen Profile stimmen darin überein, dass die Interglazialzeiten fast ausnahmslos wärmere und auch feuchtere Laubwaldperioden sind, die Eiszeiten aber durch kältere, kontinentalere und zur Tundra führende Nadelwaldperioden begrenzt werden (59, 61, 62, 100, 138, 140, 149).

Da aber nachgewiesen wurde, dass sich Wärme und Ozeanität nicht immer parallel verhalten, sondern neben einer einfachen Wärmekurve eine zweigipflige Ozeanitätskurve einhergehen kann, dass die weit nach E reichende interglaziale Eemtransgression in eine Laubwaldzeit, die vorhergehende Nadelwaldperiode aber in eine Zeit der grössten Ausdehnung des Landes fällt, so darf geschlossen werden, dass die so wichtigen Faktoren Ozeanität und Kontinentalität von der Verteilung von Land und Meer, also von tektonischen Faktoren, den epirogenetischen und eustatischen Schwingungen der Erdkruste abhängen. Den schönsten Beweis für diese Auffassung gibt der Verlauf der Moränenzüge der nordischen Vereisungen: Die Enden der beiden ältern Vergletscherungen, der Elster- und Saaleeiszeiten, lassen sich, von Aus- und Einbuchtungen abgesehen, ungefähr parallel zum Breitenkreis bis nach Breslau in Schlesien verfolgen, die Ränder der Rückzugsstellung „Warthevorstoss"[1]) und der Weichseleiszeit weisen von Nord-Jütland bis nach Hamburg (erstere noch darüber hinaus) eine meridionale Richtung auf, um dann bis über Breslau hinaus, respektive bis an die Oder nach SE weiterzuziehen und erst hier nach E und NNE umzubiegen (159—161). [Der Einfluss der Veränderungen der Ausdehnung des Schwarzen Meeres und des Kaspisees auf die Vergletscherungen mag hier ausser Betracht fallen (61).] Die ältern Vergletscherungen sprechen für eine ausserordentlich weit nach W reichende Kontinentalität, d. h. entweder für das Vorhandensein einer ausgedehnten Landmasse zwischen dem Kontinent und den britischen Inseln oder der Bedeckung der flachen Nordsee durch Eis. Die beiden letzten Gletscherränder lassen klar den Einfluss der offenen Nordsee erkennen. Die breite Zone des Kontinentalsockels macht die Möglichkeit von wesentlichen Küstenverschiebungen oder der Eisbedeckung leicht verständlich.[2])

Da die Schweizer Alpen, besonders in ihrem westlichen Abschnitt, an der Stelle sind, wo das Alpengebirge aus der E–W-Richtung in die N–S-Richtung umbiegt, so müssen die Verlagerungen der Anti-

---

[1]) Die Selbständigkeit der Wartheeiszeit ist z. Zt. noch umstritten, d. h. nicht einwandfrei stratigraphisch bewiesen, ebenso wenig aber auch ihre Unselbständigkeit. K. Piech (138) hat 1932 (Annales de la Soc. Géol. de Pologne VIII/2-1932, II. Das Interglazial in Szczercow, östlich von Wielún-Wojewodschaft Lodz) gezeigt, dass der Warthevorstoss vom Weichselvorstoss durch ein Interglazialprofil getrennt wird. Unsicher ist die stratigraphische Abgrenzung gegenüber der ältern Saaleeiszeit, da das sog. Rabutzer Interglazial in der Gegend von Halle verschiedene Deutungen zulässt. J. Hesemann (172) weist ferner nach, dass sich die Geschiebe des Warthevorstosses sehr stark von denen der Saaleeiszeit unterscheiden.

[2]) Im Gegensatz zu B. Grahmann, dessen Auffassung über die Ausdehnung der Elstereiszeit zwischen Harz und Nordsee oben wiedergegeben ist, soll nach neuern Untersuchungen die Elstereiszeit etwas nördlich der Rheinmündung enden. Nach einer neuen Darstellung von P. Woldstedt (188) übertrifft die Elstereiszeit die Saalevereisung von der Weser bis ins Dnjeprgebiet an Ausdehnung.

zyklone von E nach W und umgekehrt hier ganz besonders wechselnde Vereisungsverhältnisse schaffen, die sowohl von den nordischen, als auch denen der Ost- und Westalpen stark abweichen können.

Da der Meridian von Hamburg durchs Oberengadin geht, so liegen die Schweizeralpen noch in der ozeanischen Zone mit stärkerer Feuchtigkeit. Die stärkere Feuchtigkeit und die tiefe Temperatur der Saaleeiszeit mussten in den Schweizeralpen doppelt wirken und das Entstehen der grössten Vereisung (Riss) veranlassen. Der Einfluss des ozeanischen Klimas geht schon aus den Arealverhältnissen der beiden letzten Eiszeiten hervor, die allerdings auch durch Stauungserscheinungen wesentlich mitbeeinflusst sind: Verhältnis des Rissareals zum Würmareal an der Rhone wie 1,5 : 1,0, an der Linth 1,4 : 1,0 und am Rhein 1,3 : 1,0 (51). In den Ostalpen sind die Unterschiede noch geringer, da die Kontinentalität immer mehr zunimmt. Die bedeutende Vergrösserung des Steyrgletschers und seiner Nachbarn zur Risszeit (134) ist darauf zurückzuführen, dass die starke Temperaturerniedrigung in den relativ niedrigen Einzugsgebieten prozentual viel grössere Arealveränderungen hervorbrachte, als in den hohen, westlich gelegenen Gletschergebieten. Dagegen weisen Ticino- und Addagletscher das Verhältnis 1,01 : 1,0 auf; sie sind in beiden Vereisungen gleich gross, was auf das Fehlen des nordatlantischen Einflusses zurückzuführen ist. Dass die für die Saaleeiszeit wichtige Temperaturdifferenz sich am Südhang der Alpen nicht mehr auswirkte, stimmt mit der Milankovitchkurve (108) ziemlich gut überein, denn sie weist für die südlichen Breiten geringere Kältemaxima auf als für die höhern. Immerhin wird der Hauptausgleich der Südexposition und dem nahen warmen Mittelmeer zuzuschreiben sein. Was hier für Ticino- und Addagletscher gesagt wurde, gilt im gleichen Masse oder noch strenger für alle Gletscher der Süd- und Ostabdachung der Alpen vom Col di Tenda bis an die Mur (134).

Von bisher nicht beachteter Wichtigkeit sind die Ozeanitätsverhältnisse für die Frage des Beginnes des Pleistozäns, die Parallelisierung der Eiszeiten in Europa und auch für ihre Verknüpfung mit Terrassen.

4. Die Milankovitch'sche Solarkurve als Zeitmesser.

Die Solarkurve von M. Milankovitch (113) wurde schon so oft mit den Eiszeiten parallelisiert (52, 105) und abgelehnt (104, 153, 160), dass es phantastisch scheinen kann, sie neuerdings als Zeitmesser und absolute Chronologie in Betracht zu ziehen. Trotzdem sei es gewagt, weil die Parallelisation der neuen Glazialchronologie und der Solarkurve in der ganzen vielseitigen Untersuchung nie die geringste Rolle spielte, sondern sich als Endergebnis von selbst einstellte und sich denn auch ganz wesentlich von allen frühern Versuchen unterscheidet.

Die Rückzugsstadien der letzten Eiszeit brachten, wie eingehend dargelegt wurde, nur sehr geringe Ablagerungen und keine nachweisbaren Schwankungen. In Übereinstimmung mit der nordischen relativ genauen Chronologie war der Aaregletscher nach den Deltaaufschüttungen berechnet vor ca. 10,000 Jahren bei Interlaken. Für Thun hatte ich schon vor der Kenntnis der Solarkurve 15,000 Jahre berechnet. Dann fällt bei Annahme ähnlicher Rückzugsverhältnisse der Murivorstoss (= Zürichstadium) mit der Kältespitze vor 22,300 Jahren zusammen. In die vorangehende, wenig intensive Wärmezeit gehören, wohl unter wechselnden ozeanisch-kontinentalen Einflüssen, die Zwischenstadien von Schlieren mit Schwankungen und vielen Ablagerungen und die Spiezschwankung, während die Maximalausdehnung der letzten Eiszeit dem Jahr 72000 folgt. Die nicht besonders intensive Erosion der letzten Interglazialzeit entspricht der relativ kurzen Zeit bis zur grössten Vereisung nach 116000. Zwischenhinein sei bemerkt, dass die Vereisungen stets den genannten Zahlen nachfolgten, so dass sie immer in die Wärmeperioden hineinreichten, was für die skandinavischen Rückzugsverhältnisse direkt bewiesen ist. Die Solarzahlen werden also mehr formell als tatsächlich genannt. — Die Schieferkohleninterglazialzeit, die sich durch die grössten Zuschüttungen (Aaresee) und nachfolgende Erosion auszeichnet, umfasst nach der Kurve ca. 70000 Jahre, so dass die Glütscheiszeit ums Jahr 187400 eintrat. Die ältere Hochterrasseninterglazialzeit umspannt nur etwa 40000 Jahre, was zu den geringern Aufschüttungen passt. Die Kandereiszeit und damit der Beginn des Pleistozäns stehen dann im Jahre 231100, resp. 244000, wenn der vorherige Wendepunkt der Wärmekurve in Betracht gezogen wird. Alle diese Zahlen liegen durchaus im Bereiche der Möglichkeit, ihr Rhythmus stimmt mit den geologischen Vorgängen sehr gut; auch die Grössenordnung kann nicht wesentlich verschieden sein. Die dazwischenliegenden Warmzeiten sind sämtlich durch Fossilien bis an den Alpenrand oder ins Innere der Alpen nachgewiesen.

Sehr gut passt aber auch die nachfolgende sog. grosse Interglazialzeit von ca. 200000 Jahren zu den oben dargelegten Klimaverhältnissen des rhodanischen Golfes. Mediterrane Ozeanität und die lange Wärmezeit schufen eine fast subtropische Flora und ein Jahresmittel von 20°. Eine Verteilung des Zeitraumes auf die Astien- und Plaisancienzeiten muss naturgemäss unterbleiben. In diese Zeit fällt die zweite Hauptdurchtalung der Schweiz, am Alpenrand um ca. 700 m, was trotz der abnehmenden Talweite eine bedeutende Zeitspanne benötigte.

Die Einordnung der Deckenschottereiszeiten kann mangels reicher Ablagerungen weniger sicher durchgeführt werden. Es ist nach den noch vorhandenen Ablagerungen nicht absolut ausgeschlossen, dass die beiden Schottergruppen trotz der in jeder von ihnen enthaltenen zwei Vereisungen nur den Kältespitzen von 435 000 und 475 000 ent-

sprechen. Es ist zwar angesichts der breiten vorauszusetzenden Talböden viel wahrscheinlicher, dass die beiden eben genannten Daten einzig der Mindeleiszeit, die Kältespitzen von 548 200 und 589 400 aber der Günzeiszeit zugehören, eine Auffassung, die bis zur Beibringung von Gegenbeweisen Geltung haben sollte.

Wollte man aus theoretischen Gründen die viel ältern alpinen Sundgauschotter mit einer Vereisung der Alpen in Beziehung bringen, müsste man der ersten Deutung den Vorzug geben. Dagegen sprechen aber die viel höhere Lage der Sundgauschotter, der Verwitterungszustand der Gerölle und vor allem die inzwischen stattgefundene Veränderung das Stromsystems. Viel ungezwungener lässt sich dieser erste Vorstoss alpiner Gerölle ins Elsass hinaus, wie schon oben gesagt wurde, als Ergebnis der ersten energischen alpinen Talbildung auffassen, wie sie in der 500 m betragenden Eintiefung des Burgfluhniveau in das Simmenfluhniveau zum Ausdruck kommt. Diese Erosionsperiode, die den Deckenschottereiszeiten voranging, dürfte reichlich doppelt solange gedauert haben als die zweite Haupterosionsperiode, die vom Burgfluhniveau bis auf die Felstalböden hinabreicht, und mit etwa 200 000 Jahren bemessen werden kann. Da der Beginn der Deckenschottereiszeiten nach den obigen Darlegungen vermutlich ungefähr ins Jahr 600000 fällt, so dürfte die erste intensive Erosionsperiode ungefähr vor einer Million Jahren angefangen haben. In diese Zeit fallen noch zwei Milankovitch'sche Kältespitzen, diejenigen von 834700 und 928200. Doch war die allgemeine Abkühlung des Klimas noch nicht soweit fortgeschritten, dass diese in den Alpen, die damals nur ein hohes Mittelgebirge waren, Vereisungen auszulösen vermocht hätten. Da nach physikalischen Berechnungen des radioaktiven Abbauprozesses der Beginn des Pliozäns mit Einschluss des Pontiens auf ca. 1,6 Millionen Jahre angesetzt wird, so ergibt sich für das Pontien eine Dauer von ca. 6000000 Jahren und somit ein natürlicher Anschluss der Milankovitchzeiten an die radioaktiv ermittelten. Die Proportionen der begrabenen Böden der Ukraine, die 4 Eiszeiten Polens und namentlich die Iller-Lechverhältnisse in der nachstehend dargelegten Gruppierung sprechen deutlich zugunsten von MILANKOVITCH.

Diese Darlegungen mögen zeigen, dass die Strahlungskurve von MILANKOVITCH ungezwungen mit den neu dargestellten Verhältnissen übereinstimmt und daher bis zum Gegenbeweis vorläufig als Zeitmesser verwendet werden darf, ihre Kältespitzen aber nicht als Ursache der Eiszeit, sondern nur als Eisvorstösse auslösende Faktoren gewertet werden dürfen. Als Ursachen der Eiszeiten kombinieren sich: erstens eine bisher nicht erklärte allgemeine Abkühlung des Klimas, zweitens die sommerlichen Kältemaxima der Solarkurve als auslösende Faktoren, drittens das Wechselspiel von ozeanischem und kontinentalem Klima, wie es sich aus den epirogenetischen und eustatischen Veränderungen

von Wasser und Land ergab und besonders die Ausdehnungen der Gletscher regierte, und viertens die wachsende Höhe und Durchtalung der Alpen, welche speziell die pliozänen Deckenschottereiszeiten bedingte.

V. Vergleich des schweizerischen Glazials mit andern europäischen Vereisungsgebieten.

1. Ukraine.

In der Ukraine gliederte W. Krokos (177—179) die dortigen ausgedehnten Lössablagerungen gestützt auf die eingeschalteten „begrabenen Böden" in 5 Schichten, die mit unsern 5 jüngern Moränen bezüglich der Proportionen der Zwischenzeiten durchwegs übereinstimmen. Die 5 Lösse werden in neuer Zeit von den meisten Forschern als Ausblasungen der die Gletscher umrandenden Sandrflächen, wohl auch durch Eisrückzüge nackt gewordener Moränenböden angesehen. Sie entsprechen somit zeitlich den grossen Eisvorstössen. In den Zwischeneiszeiten kam es nicht nur zur mehr oder weniger tiefen Verlehmung der Lössoberflächen, sondern zur Durchdringung mit Humus, wobei sowohl Steppen mit den typischen Nagerröhren und -kesseln, als auch Wälder und Sümpfe mitwirkten und heute noch erkannt werden können.

Die beiden obersten Lösse werden nach Krokos stellenweise durch eine wenig mächtige, humose Zone, die Aurignacienartefakte lieferte, getrennt. Die beiden Lösse entsprechen somit dem Muri-Zürich- und dem Gurten-Killwangenstadium. Oben wurde gezeigt, dass das Magdalénien dem Muri-Zürichstadium nachfolgt, das alpine Moustérien aber dem Gurten-Killwangenstadium (= Würmmaximum) vorangeht, so dass das Aurignacien, wenn es bei uns vorhanden wäre, in die Spiezerschwankung fallen müsste. Der zweite begrabene Boden ist eine viel mächtigere fossile Schwarzerde, wie ja auch bei uns die Ablagerungen der Riss-Würminterglazialzeit, z. B. die Brüggstutzschotter mit den Schieferkohlen der Hurifluh bedeutend mächtiger und konstanter sind als das Wässerifluhinterglazial der Spiezschwankung. Der dritte Löss lagert über und unter der Moräne der grössten oder Dnjeprvereisung, die ein Bindeglied erster Ordnung ist. Darunter liegt der mächtigste begrabene Boden mit Schwarzerden und Waldböden, was wiederum mit der grossen Zeitdauer der Schieferkohleninterglazialzeit, die beispielsweise den Aaresee von Thun bis Bern auffüllte und wieder durchtalte, sehr gut übereinstimmt. Die beiden untersten Lösse werden durch den vierten tiefsten begrabenen Boden getrennt, der unserm ältern Deltaschotter an der Kander und der Simme und den pflanzenführenden lakustren Ablagerungen von Uznach-Güntenstall und Wangen-Bühlgass-Weinberg gleichzustellen ist. Ältere Vereisungsspuren fehlen in der Ukraine.

Die 5 Lösse und die 4 begrabenen Böden verhalten sich somit zu unsern 5 jüngern Eisvorstössen (Kander-Muri) und den 4 Interglazialen harmonisch. Für die Deckenschottereiszeiten fehlen dagegen Äquivalente.

2. *Polen.*

Übereinstimmenderweise sprechen die neuesten polnischen Arbeiten unter Nichtbeachtung des baltischen Stadiums, das Muri-Zürich darstellt, auch von 4 Eiszeiten (170). Josef Premik (140) beschreibt Ablagerungen einer ältesten Vereisung von Wierzbie, Juljampol, vom Wartheknie bei Dzieczniki und von Jastrzebie bei Kamienica Polska (alles im Warthegebiet) mit kleinern und grössern kristallinen Geschieben nordischer Herkunft. Sie liegen teils innerhalb, meist aber ausserhalb der Moränen des Warthevorstosses und ganz im Gebiet der grössten Vereisung, ohne aber von den Moränen der letztern direkt überlagert zu sein. Als drittletztes (unterstes) Interglazial beschreibt Premik von Wierzbie hangende feinsandige Tone und Sande, bei Chociw und Dzbanki Kósciuszkowskie bei Szercców aber Sande, Tone und Kies, die im Liegenden der sog. „untern" (nun eher mittleren) Grundmoräne auftreten. W. Szafer beschrieb 1931 das gleichaltrige Interglazial als Sandomirien. Trotzdem diese beiden ältesten Moränen verschiedene, wenn auch unterhalb des Wartheknies auf ca. 12 km nahe Verbreitungsgebiete besitzen, so unterscheiden sich die beiden Moränen petrographisch so stark von einander, dass an ihrem verschiedenen Alter kaum zu zweifeln ist. Darüber folgen das vorletzte Interglazial mit Floren und Faunen und endlich die obere Grundmoräne von wenigen bis 15 m Mächtigkeit (grösste Vereisung). Im Gebiet des polnischen Mittelgebirges, also ausserhalb der letzten grossen Vereisung, erkannte Czarnocki (164) ebenfalls 3 Eiszeiten, wovon die älteste durch eine Fliesserde, die beiden andern durch Grundmoränen bewiesen sind.

Die polnischen Gletscherspuren stimmen also mit der ukrainischen Lösseinteilung überein und deuten auf das Vorhandensein von 4 Vereisungen in der Zone Fennoskandia-Polen-Ukraine, die mit Würm, Riss, Glütsch und Kander zu parallelisieren sind. Noch sei darauf hingewiesen, dass von der Weichselquelle bis über Lemberg hinaus die zweitälteste Eiszeit, das Cracovien, die Riss-Saaleeiszeit an Ausdehnung bis zu 180 km übertrifft.

3. *Russland.*

In diesem weiten Gebiet sind die Gliederungsversuche besonders auch für die jüngsten Phasen der Eiszeit in den letzten Jahren rasch vorwärtsgeschritten, aber noch nicht vollständig abgeklärt. Die Fortsetzung des baltischen Stadiums, unserer Muri-Zürichstellung,

ist noch unklar. Sein Vorhandensein dürfte aber u. a. durch den Löss angedeutet werden, der zwischen Witebsk und Smolensk eine (äussere) Jungmoränenlandschaft bedeckt und 1932 vom Quartärgeologenkongress bei Mikulino besichtigt wurde (Woldstedt 188)[1]. Er dürfte dem obersten Löss der Ukraine gleichzustellen sein und die Zweiteilung der russischen Würmeiszeit demonstrieren (entsprechend der Spiezschwankung). Unter den Moränen der letzten Hauptvereisung folgen nur noch 2 Grundmoränenhorizonte, von denen der obere die Riss- oder Dnjeprvereisung repräsentiert und am Dnjepr und am Don bei 800 km über die letzte Vereisung hinaus vordringt. Zu dieser Eiszeit zählen als wichtige Rückzugsstellung auch die Moränen des Warthevorstosses, dessen Selbständigkeit bis heute diskutiert wird. Doch sprechen besonders die polnischen und russischen Verhältnisse gegen eine Wartheeiszeit. K. Piech (138) wies überzeugend nach, dass die von ihm und P. Woldstedt dem Warthevorstoss an der obern Warthe zugeordneten Moränen durch ein echtes Interglazial von der letzten Eiszeit getrennt sind, wogegen die Abtrennung von der grössten Eiszeit bisher nicht glückte. Auch in Russland fehlt irgendein Interglazial, das den Warthevorstoss vom Dnjeprvorstoss trennen würde. Der Warthevorstoss findet offenbar seine alpinen Parallelen im Riss II-Stadium Eberls (52), der untern Rissmoräne an der Stockhorngruppe bei Thun des Verfassers (41) und im Neoriss an der Rhone von Ch. Depéret, denen ebenfalls trennende Interglaziale fehlen. Dass neulich J. Hesemann (172) auf starke Unterschiede in der Geschiebeführung der beiden in Frage stehenden Stellungen hinwies, mag auf andere, sekundäre Ursachen zurückgehen. Die Interglaziale, die über der Dnjepr-Rissvereisung liegen, lieferten zwischen Minsk und Nischni Nowgorod mehrfach Brasenia purpurea, eine wärmeliebende Seerose, die durch Oswald Heer aus den Schieferkohlen von Dürnten, also dem nächstältern Interglazial beschrieben wurde. Das Alter der erwähnten Brasenia führenden Schichten wird dadurch bestimmt, dass sie in der obersten Moskwaterrasse eingeschlossen sind und diese sich bei Moskau an die aus Dnjeprmoränen aufgebaute Hochfläche anlehnt. Die ältern Interglaziale zeichnen sich dagegen durch eine Fauna aus, die durch Paludina diluviana Knuth. charakterisiert wird. Dies ist z. B. am Piwichaberge bei Gradischsk am Dnjepr der Fall. wo sie unter dem Löss der letzten Eiszeit, dem begrabenen Boden der Riss-Würminterglazialzeit und der Riss-Dnjeprgrundmoräne liegt. Da diese Fauna auch in Polen, z. B. in der Umgebung von Warschau und in Norddeutschland, z. B. bei Berlin, in ähnlicher stratigraphischer Lage auftritt, so frägt es sich, ob ihr eine leitende Stellung zukommt, eine Frage, die noch abzuklären ist. Die älteste Vereisung Russlands,

---

[1]) Bartl Eberl (52) fand Löss auf der obern Niederterrasse des Iller-Lechgebietes, was dem oben genannten entsprechen dürfte.

die wir mit der Glütscheiszeit parallelisieren können, weicht, im Gegensatz zum benachbarten Polen, stark einwärts von den Riss-Dnjeprmoränen ab und geht an der Wolga sogar auf den Rand der Würmeiszeit zurück. Ein der Kander- oder Jaroslaveiszeit entsprechender Eisvorstoss wurde noch nicht nachgewiesen.

4. *Norddeutschland und Dänemark.*

In diesen Ländern kennt man wie in Russland nur 3 Hauptvereisungen: Weichsel, Saale und Elster = Würm, Riss und Glütsch. Die erste besitzt in der sehr gut ausgebildeten Rückzugsstellung des baltischen oder pommerschen Stadiums ein Äquivalent zu unserem Muri-Zürichvorstoss. Die Elstereiszeit lagerte ihre Randmoränen von der Oder bis an die Weser ausserhalb der jüngern Saaleeiszeit ab. Dagegen scheint die letztere die erstere zwischen Weser und Nordsee ganz bedeutend übertroffen zu haben.

5. *Über das Glazial der britischen Inseln und der Niederlande.*

Hier sind vielleicht die Meinungen über die Chronologie am verschiedensten, was die Orientierung sehr erschwert. Als Bindeglied zwischen dem Kontinent und Ostengland dienten nach vielfach vertretener Auffassung die Ablagerungen der grössten Eiszeit, die in Holland als Riss oder Saale, in England als Lower boulder clay (unterer Blocklehm) bezeichnet werden. In England lagern über dem Lower boulder clay z. B. bei Holderness und Yarmouth marine Schichten mit gemässigter Fauna und einigen mediterranen Arten. Dann folgt der Upper boulder clay (oberer Blocklehm). Während sich der erste bis an die Themse verfolgen lässt, bleibt der zweite weiter nördlich und westlich zurück (siehe P. Woldstedt nach J. K. Charlesworth 161).

Die 33 m-Küstenlinie mit gemässigter mariner Fauna scheint ein jüngeres Interglazial zu tragen. Nach Charlesworth sind die Moränen im zentralen Irland, die von Navan zur Galway-Bucht reichen und diejenigen von Nordostirland-Isle of Man-Cumberland vielleicht gleichaltrig mit dem pommerschen Stadium. Sie, wie auch die noch jüngern Lammermuir-Stranraer und die Pentland-Maybole-Moränen scheinen neue Eisvorstösse anzudeuten. Dieses jüngere Pleistozän scheint sich von den bisher besprochenen Gruppierungen nicht nachweisbar verschieden zu verhalten, indem die grösste Vereisung mit dem Lower boulder clay sicher unserem Riss, die letzte mit dem Upper boulder clay unserem Würm (Gurten-Killwangen), die mittelirische und die Man-Cumberland-Moräne ebenso sicher unserem Muri-Zürich entsprechen, Lammermuir und Pentland-Maybole dagegen Jaberg und Interlaken vertreten können, umsomehr da es

sich an allen Orten um mehr oder weniger ausgedehnte Vorstösse handelt.

Schlimmer steht es dagegen mit den ältern Phasen. Unter dem Lower boulder clay folgen die Arctic freshwater beds (Süsswasserböden) mit hochnordischer Fauna und Flora, die marinen Yoldiabeds mit 87% arktischer Formen und in den Sanden und Tonen eingelagerten eckigen, erratischen Blöcken. Da die Arctic freshwater beds nicht im geringsten auf eine wärmere Klimaperiode, also eine Interglazialzeit hindeuten, dürfen wohl auch die Yoldia beds mit den erratischen Blöcken nicht als besondere Eiszeit abgetrennt, sondern vielmehr als Eisdriftblöcke der herannahenden Vereisung aufgefasst werden. Erst die Cromer forest-beds, die eine reiche, in einer Flussmündung zusammengeschwemmte Fauna (viele wärmeliebende Elephanten) führen, deuten auf eine wirkliche Klimaverbesserung hin, da sozusagen ausschliesslich Tiere des gemässigten Klimas, zum Teil von südlichem Charakter auftreten. Älter sind die Icenienstufen der Weybournezone, der Chillesfords beds und der Norwichzone, die Elephas meridionalis führt. Der Red Crag mit dem Butleyan, dem Newbournian und dem Waltonian, sowie der Withe oder Coralline Crag (Gedgravian) werden ziemlich übereinstimmend als britisches Astien aufgefasst. Die marinen Faunen weisen auf mässig warme bis gemässigte Klimate hin, indem die ersten nordischen Arten im Gedgravian auftreten und sich bis zum Butleyan auf 10% vermehren. Da das Waltonian dem holländischen Scaldien, das P. Tesch (185) eine „faune marine boréale passant dans une faune méridionale" führt, entspricht, so ist hier wieder eine Brücke zum Kontinent vorhanden. Die von P. Tesch (185) sorgfältig untersuchten, zwischen Riss und Scaldien vorhandenen Ablagerungen gliedern sich in 3 Gruppen, von denen die unterste dem Amstelien und dem untersten Icenien (also vom Newbournian bis Norwichian), die mittlere dem mittlern und obern Icenien (Chillesfords beds und Weybournian) und die oberste dem Cromerian, den Yoldia beds und den Arctic freshwater beds gleichgestellt werden. Gute Anhaltspunkte für eine ältere Vereisung als Riss fehlen in Holland, wie auch in England, und alle Bemühungen, die atlantischen Ablagerungen ins Schema Penck-Brückner einzuzwängen, müssen missglücken. Für uns ergibt sich daraus, dass auch auf den britischen Inseln, wie im Rhonetal, nur die zwei letzten grossen Vereisungen nachgewiesen werden können. Es frägt sich sogar, da die ersten nordischen Formen schon im Coralline Crag auftreten, ob vielleicht das ganze englische Pliozän, nicht dem Faunencharakter nach, wohl aber zeitlich, den Glütsch- und Kandereiszeiten gleichzusetzen ist. Dies ist sehr wohl möglich, da ja die Glütsch-Elstermoränen Holland nicht mehr erreichen und die der Kandereiszeit entsprechenden Ablagerungen erst in Polen auftreten.

6. Vergleich der nordischen Vereisungen mit den schweizerischen Verhältnissen.

	Schweiz	*England*	*Nord-Deutschland und Dänemark*	*Polen*	*Ukraine*	*Russland*
VII.	Zürich-Muri	Centralirland-Cumberland Stadium	Pommersches St.	Balt. Höhenrücken	1. Löss	innere Jungmoräne
F.	Spiezerschwankg. Wässerifluhint.		Smidstruper Int.	Masurisches Int.	1. begrabener Boden	
VI.	Killwangen-Gurten Letzte Eiszeit	Upperboulder clay	Brandenburgerst. Weichsel	Varsovien II	2. Löss	End-Mor. von Smolensk und Moskau, „Würm"
E.	Letztes Interglaz. Guntelseisint.	Holderness, Yarmouth (gemässigt, marin, selten mediterran)	Rinnersdorf Rixdorf	Zoliborz	2. begrabener Boden	Brasenien-Interglazial Mikulino
V.	Grösste Vereisung	Lower boulder clay Hochnord. Süsswasserböden Yoldiaböden, marin 87% arktisch mit Irrblöcken	Saale	Varsovien I (Mittelpoln. Vereisung) obere, bräunlichgelbe Grundmoräne	3. Löss	Ob. Geschiebemergel in Mittelrussland, „Riss"
D.	Schieferkohlenint. Dürnten-Uznach	Cromer forest bed, warme zusammengeschwemmte Fauna (Elephanten)	Berliner Paludinenschicht	Warschauer Paludinenschicht	3. grösster begrabener Boden	Piwicha-Paludinenschicht
IV.	Glütscheiszeit	Icenian ? (Weybourne, Chillesford, Norwich)	Elster	Cracovien Karpath. Vereisung	4. Löss	Untere Moräne Weissrusslands, „Mindel"
C.	Hochterrassenint. Weinberg, Güntenstall	Red Crag ? (Butley, Newbourne, Walton)		Sandomirien Hamarnia	4. begrabener Boden	
III.	Kandereiszeit	Coralline Crag ? erste nordische Formen		Jaroslavien Konglomerate mit nord. Geschieben	5. Löss	
B.	Grosse Erosionszeit					
I. u. II.	4 Gletschervorstösse der Deckenschotterzeiten					

7. *Die Iller-Lechplatte im bayrischen Alpenvorland.*

Von besonderem Interesse ist der Vergleich der Schweizergliederung mit derjenigen der Iller-Lechplatte von BARTEL EBERL, der H. GAMS und mich in liebenswürdigster Weise zwei Tage lang ins komplizierte Schottermosaik seiner zweiten Heimat einführte, wofür ihm hier herzlich gedankt sei. Sein ganzes System, das 3 Würm-, 2 Riss-, 2 Mindel-, 2 Günz- und 3 Donaueiszeiten umfasst, ist mit grösstem Einfühlungsvermögen und scharfer Logik auf die dortigen Verhältnisse aufgebaut, aber isoliert gedeutet. Es fehlt in erster Linie der Anschluss an das alpine Einzugsgebiet und die dortigen Interglaziale, die vielleicht im Stande wären, die Grösse der angenommenen Schwankungen zu beurteilen. So muss man sich bezüglich der Zwischeneiszeiten der Auffassung von C. TROLL (153) anschliessen: „Die Erosion ist nicht ein Äquivalent der Interglazialzeit, sondern der rückgehenden Eiszeit". Ich möchte noch ergänzen: „und sie wird modifiziert durch die eustatischen Schwingungen der Erdrinde". Letztere können den Effekt der Rückschmelzerosion aufheben oder verstärken. Aufgehoben scheint die Erosion der zurückschmelzenden Gletscher beispielsweise in unsern Deckenschottern und unserer Hochterrasse, wo auf die untern Moränen ein hangender Schotter folgt, der wieder von Moräne eingedeckt ist. Verstärkt wurde die glazial bedingte Flusserosion besonders nach dem Stammheimervorstoss und dem Albisvorstoss, weil der obern Vereisung der Deckenschotterzeiten Erosionstiefen von über 100 m folgen. Die spärlichen und nicht immer sichern Lössvorkommnisse und Verwitterungsrinden können in einem so bunt zusammengewürfelten Schotterareal nur Andeutungen bieten und nicht so gute Beweise liefern wie die Lösse und begrabenen Böden der weitflächigen Ukraine. Ein weiteres von EBERL verwendetes Argument, das Sohlengefälle der Schotter, kann man bei uns nicht als beweisend betrachten, weil nach unsern Beobachtungen die Schotter auch unebene Unterlagen eindecken und die uns das Studium ermöglichenden Ansichtsflächen und Schnitte selten parallel zur alten Stromrichtung verlaufen. Aus kleinen Aufschlüssen abgeleitete Konstruktionen über weite Strecken hin, etwa bis zur Donau, sind wohl interessant, aber kaum für so weitreichende Feststellungen, wie beispielsweise diejenige einer selbständigen Vergletscherung, genügend beweiskräftig. So bleibt zur Beurteilung der horizontalen Reichweite der Schwankungen und damit der Einteilung selbst nur die Parallelisation mit andern Gebieten übrig, die sich denn auch restlos durchführen lässt.

Oben wurde gezeigt, wie von Russland bis Deutschland und von der Schweiz bis ins französische Rhonegebiet sich eine Zweiteilung der letzten Eiszeit in die Vorstösse von Killwangen-Gurten und Muri-Zürich und das eingeschlossene Spiezinterstadial durch-

führen lässt. Dagegen fehlen überall die Nachweise für eine zweite Schwankung zwischen den äussern und innern Jungmoränen, und zwar in den östlichen Nachbargebieten der Iller-Lechplatte, wo die PENCK-BRÜCKNER'schen Laufen- und Achenschwankungen durch C. TROLL (151) vorläufig widerlegt wurden, ganz besonders. Daher wird man für das Iller-Lechgebiet trotz dreier Niederterrassen (wie in der Schweiz!) auch nur 2 Hauptvorstösse und eine Schwankung annehmen dürfen.

Längere Zeit versuchte ich aus gewissen Anhaltspunkten heraus um die Gleichzeitigkeit der grössten Vereisung (Riss-Saale-Varsovien I = Riss I des Iller-Lechgebietes = grösste Vereisung der Schweiz) herumzukommen und sie verschiedenen Eiszeiten, u. a. auch dem Warthevorstoss, gleichzustellen. Die Differenzen hätten sich durch Verschiebungen der Kontinentalität und Ozeanität, die ja eine sehr grosse Rolle spielen, erklären lassen. Aber zum Schluss blieb kein einziger stratigraphischer Beweis dafür übrig. So muss man sich mit der Tatsache abfinden, dass die grössten Vergletscherungen, mit Ausnahme der Elster-Cracovienzone zwischen Weser und Dnjepr, gleichaltrig sind, was übrigens sehr praktisch ist. Dann stimmen aber die nordischen und schweizerischen Beobachtungen darin überein, dass über der Moräne der grössten Vergletscherung höchstens ein Interglazial und ein Interstadial liegen, niemals aber deren 4 oder 5, wie man nach EBERL erwarten dürfte. Auf die Gleichstellung des Riss II EBERLS mit Warthe und Neoriss an der Rhone sei hier nochmals hingewiesen. Auf der Thun-Stockhornkarte (41) trug ich s. Z. auf der Nordseite der Stockhornkette und am Gurnigel 2 Rissniveaux in ca. 1400 und 1300 m, auf der Südseite am Simmentalhang sogar in 1630 und 1530 m Höhe ein. Aber Spuren einer Schwankung fand ich nirgends. Wir finden also nirgends Beweise, dass sich zwischen Riss I und Riss II die Gletscher bis in die Alpen zurückgezogen hätten, trotz zweier fluvioglazialer Terrassen, und die Einheit der Rissvergletscherung aufgegeben werden muss. Setzen wir aber im Iller-Lechgebiet und in der Schweiz die grössten Vergletscherungen einander gleich, so parallelisieren sich Mindel II mit Glütsch und Mindel I mit Kander. Diese Gleichstellung darf gemacht werden, weil die beiden Mindeleiszeiten nach EBERLS mündlicher Mitteilung örtlich einen Erosionsabstand von ca. 30 m besitzen. Mindel II liegt mit seiner Oberkante sogar ca. 45 m über der Basis der Risschotter. Demnach dürfte die starke Verwitterungsschicht, die bei Osterzell in mehreren Aufschlüssen beobachtet werden kann, nicht der Mindel-Riss-, sondern der Glütsch-Rissinterglazialzeit, also unserm Schieferkohleninterglazial entsprechen. Diese neue Auffassung bedingt weiter, dass der Moschusochsenschädel, der im Salachtälchen östlich von Obergünzburg gefunden wurde, nicht einem Rückzugsstadium dem Mindel I, sondern frühestens der Kandereiszeit angehört. Da die Fundstelle ca. 30 m tiefer als die benach-

barten Mindel I-Schotter liegt, so wurde anlässlich der Besichtigung die Frage aufgeworfen, ob die dortigen Deltaschotter nicht eher dem Mindel II oder dem Riss zuzuzählen seien. Strikte Beweise fehlen für jede der drei Auffassungen, und EBERLS Bezeichnung als „Rückzugsstadium von Mindel I" deutet selber schon eine Unsicherheit und die Tendenz zu jüngerem Alter an. Paläontologisch ist es natürlich von besonderer Bedeutung, ob der Ovibos vor oder nach der ca. 200000 Jahre zählenden grossen alpinen Interglazialzeit gelebt habe, ob im Deckenschotter oder in der Hochterrasse.

Die weitere Konsequenz ist dann, dass die von EBERL aus dem PENCK'schen Günzschotterkomplex abgetrennten innern Partien, d. h. seine Günzschotter s. s. unserem jüngern Deckenschotter, die äussern Partien (= EBERLS Donauschotter) aber unserm ältern Deckenschotter gleichkommen. Die petrographische Verschiedenheit des letztern (viele Quarzite und kristalline Geschiebe) und die sehr starke Verwitterung, die bei Daxberg sogar an ein Äquivalent der Sundgauschotter denken liess, kommen nach R. FREI (53) ausdrücklich auch unserem ältesten Deckenschotter zu. Das Vorhandensein wenig gerundeter und grösserer Gerölle, der ganze Habitus der Aufschotterung, die sehr wohl fluvioglazialer Natur sein kann, passt wiederum zu unserm älteren Deckenschotter, wie er in echte Moränen übergeht. Die 3-Teilung der Donauschotter stützt sich auf ein schneckenführendes Lehmband, vom Charakter eines „sandigen Lösslehms". Nun schliesst EBERL: „Da unter dem Bande stellenweise der Verwitterungslehm des liegenden Schotters erscheint, lässt seine stratigraphische Ausdeutung einen ältesten D I- und einen hangenden jüngsten D III-Schotter trennen, während das Band selber einem D II-Schotter entspricht, aus dem es ausgeblasen sein muss". Das nachstehende Beispiel mag zeigen, dass Schotter und Lehmbänder mit Vorsicht aufzufassen sind. Gleich unterhalb Thun mündet von rechts das wilde Zulgflüsschen in die Aare, einen ausgedehnten Schuttkegel bildend. Wo es aus der engen Schlucht oberhalb Steffisburg heraustritt, erhält es von links einen Nebenbach, den Bösbach, der einen grossen Lehmschuttkegel bildet und dessen Fortsetzung den südlichen Teil des Zulgkegels bis an die Aare bedeckt, wie mehrere Ziegeleilehmgruben, Kanalisationsarbeiten und Wegbauten bewiesen. Die oberste Lehmgrube am Bösbach lieferte Renntier, weshalb ich s. Z. das Alter des Schuttkegels samt seiner Lehmdecke als endglazial betrachtete. Bei einer grossen Grundwasserbrunnenbohrung der Gemeinde Steffisburg wurde aber ca. 1700 m unterhalb der erwähnten Fundstelle und 500 m vom Talweg der Aare entfernt in 8,5 m Tiefe ein prächtiges, nicht gerolltes neolithisches Steinbeil gehoben (43). Der Lehm muss somit nach und nach schuttkegelabwärts gewandert sein und zwar innert wenigen tausend Jahren. Ähnliches geschieht auch anderswo, besonders mit den flottanten lössartigen Materialien. Ich würde den obern fluvioglazialen Donauschotter dem Albisvorstoss, das schnecken-

führende Lehmband mit der Lägernschwankung und den untern Schotter dem Eggvorstoss gleichstellen, wie das ursprünglich in globo auch PENCK tat.

EBERL deutet auf eine Schneckenfauna, die bei Illertissen gefunden und von D. GEYER (169) beschrieben wurde, hin. Die geringen Funde aus dem Lehmband, das Donau I- und Donau III-Schotter trennt, stammen aus einer Kiesgrube zwischen Buch und Obenhausen 6—7 km E. Illertissen und S. von Ulm a. D. Die zähe, lehmige und sandhaltige Masse hat nach GEYER mit einem schwäbischen oder rheinischen Löss keine Ähnlichkeit. E. BAUMBERGER schreibt mir über das Alter der Schnecken, über das GEYER nichts mitteilt:

„In der Liste GEYERS kommen nach Weglassung einer neuen und dreier unsicher bestimmbaren Arten nur noch 6 Arten in Betracht:

	nach BOLLINGER	*nach* WENZ	*Rezent*
1. *Euconulus fulvus* MÜLL.	ganzes Pleistozän	Plaisancien	+
2. *Vitrea crystallina* MÜLL.	Pliozän	Plaisancien	+
3. *Acanthinula lamellata* JEFFR.	Oberpleistozän	unsichern Alters	+
4. *Hygromia (Fruticicola) villosa* DRAP.	ganzes Pleistozän	keine Pliozänfunde	+
5. *Buliminus montanus* DRAP.	gesamtes Pleistozän	keine Angaben	+
6. *Carychium minimum* MÜLL.	Pliozän u. Pleistozän	Pontien, Astien	+

„Wie die Arten der Badener Fauna (s. pag. 345), so sind auch die meisten Arten von Buch zurückzuverfolgen von der Gegenwart bis in die Pliozänzeit. Nr. 4 und 5 werden bis jetzt nur aus dem Pleistozän angegeben. Auf den ersten Blick scheinen nun gerade diese 2 Formen geeignet, pliozäne und eiszeitliche Schottermassen zu trennen. Mir scheint dies jedoch gewagt, weil man immer wieder überlegen muss, dass wir noch weit davon entfernt sind, die vertikale Verbreitung der Formen genau zu kennen. Diese Tatsache mahnt zu äusserster Vorsicht bezüglich der Altersbestimmung von Schottermassen unter Berufung auf die im ganzen nur spärlichen Molluskenfaunen.“ Sicher wird man nicht zu weit gehen, wenn man aus den Verzeichnissen schliesst, die Schnecken von Buch bei Illertissen seien nicht älter als die Funde im ältern Schweizer Deckenschotter. Für die Frage der Dreiteilung der Donauschotter sind die Bemerkungen GEYERS über das Klima von entscheidender Bedeutung. Acanthinula lamellata bewohnt die Ost- und Nordseeküste, England inbegriffen. Pomatias salomoni, die von GEYER neu aufgestellte Art, schliesst an die offen genabelten, grossen und dicklippigen Pomatiasformen der Pyrenäen an, wie sich aus sorgfältigen

Vergleichen ergab. Beide sind somit Zeugen für ein feuchtes und mildes ozeanisches Klima, womit auch die andern Arten übereinstimmen. Diese Verhältnisse passen sehr gut in eine Interglazialzeit, nicht aber in eine Lössperiode, die kaltes, trockenes Klima voraussetzt. Handelt es sich aber bei dem Lehmband, das die eigentlichen Donauschotter trennt, nicht um Löss, so fällt auch EBERLS Argument für eine mittlere Donaueiszeit, d. h. die Ausblasung einer Sandrebene, dahin.

Diese Ausführungen mögen zeigen, dass die scheinbar grossen Differenzen zwischen EBERL und unserer neuen Chronologie nicht in der Natur, sondern in der Interpretation der Vorkommnisse und ihrer verschiedenen Parallelisierung mit den klimatischen Schwankungen bestehen. PENCK stellte die heutigen Donauschotter und die Günzablagerungen EBERLS unserm ältern Deckenschotter gleich. EBERL trennte sie, gestützt auf die Geröllführung, mit Recht in 2 Gruppen, von denen die jüngere unserem jüngern Deckenschotter und unsern sog. Mindelablagerungen, nicht aber unserm ältern Deckenschotter und unsern Günzablagerungen entspricht.

Die Mindelschotter PENCKS und EBERLS stecken bei uns in der Hochterrasse, worauf ich wegen der Namenverwechslung ganz besonders hinweise. So geordnet besteht keine Differenz zwischen den Iller-Lechablagerungen und denjenigen der Schweiz.

Da die von EBERL ausgeschiedenen Ottobeurerschotter und Stauffersbergschotter noch das einheitliche Bild stören könnten, seien hier noch einige Hinweise gegeben. Der nach EBERL jüngere der beiden Schotter tritt einzig am Stauffersberg bei Welden unweit der Donau als hohe Kuppe auf, indem er die Donauschotter um ca. 50 m überragt. Sein alpines, stark verwittertes Schottermaterial und seine isolierte aussergewöhnlich hohe Lage stellen ihn den Sundgauschottern nahe. Den Ottobeurerschotter beobachteten wir westlich Ottobeuren. „Diesen Ottobeurer Schotter reiht seine stratigraphische Lage vor die Deckterrassen ein, erweist ihn also ebenfalls als einen Prägünzschotter (in EBERLS Sinn; nach uns jüngerer Deckenschotter). Dabei stellt seine starke und in einem sehr weit vorgeschrittenen Verwitterungszustand befindliche Verwitterungsschicht und die darüber sich einschaltende sandige (Löss- ?) Lehmschicht, die ebenfalls lange Zeit den Verwitterungseinflüssen frei gelegen hat, einen geraumen Zeitabstand bis zur Anschüttung des hangenden Schotters dar. Versucht man das eingeschaltete Band zu kombinieren mit dem Lösslehmband in den D-Schottern, so würde das Alter des Ottobeurer Schotters bis zum D I-Schotter hinaufgeschoben. Zu diesem Schotter mit ausgesprochen fluvioglazialem Charakter gehört er aber nicht. Sein Habitus ist, wie das sein Sohlengefälle von wenig über 2,5‰ mit seinem für unser Gebiet überraschend niedrigen Betrag auch noch besonders bestätigt, der eines alten

8. Vergleich der glazialen Ablagerungen der Iller-Lechplatte nach B. EBERL *mit den schweizerischen und französischen.*

Iller-Lechplatte B. EBERL 1930	*Schweiz* P. BECK 1933	*Rhonegebiet*	*Terrassen bei Lyon*
Würm III.	VII. Schlussvereisung . . Muri-Zürich F. Spiezschwankung . . Wässerifluhinterstadial	Neowürm von Bellegarde Schieferkohle von Bougy?	
Würm II. Würm I.	VI. Würm . . . . . { Bern-Schlieren Gurten-Killwangen	Stadien von Belay Würm von Jons	15—18 m Terrasse
	E. . . . . Guntelsei u. Thungschneitinterglazial	Fluviatile u. lakustre Ablagerungen von Genève bis Léaz	
Riss II. Riss I.	V. Riss, grösste Eiszeit . { unt. Moränen am Stockhorn Guntelseimoräne . . { ob. Moränen am Stockhorn	Neoriss Riss von Lyon	30 m Terrasse 55—60 m Terrasse
	D. . . . . Schieferkohleninterglazialzeit Dürnten, Wetzikon, Uznach, Wangen Jüngere Deltaschotter bei Thun		
Mindel II.	IV. Glütsch . . . . . Deltamoräne, Seebachmoräne bei Thun	{ Hochterrasse von Albarine-Ambérieu-Valbonne Sicilien	95 m Terrasse
	C. . . . . Ältere Deltaschotter bei Thun Güntenstall, Wangen a. B.		
Mindel I.	III. Kander . . . . . Hahnimoräne, Schlammoräne im Glattal	Calabrien	
	B. Grosse Erosionszeit am Alpenausgang Burgfluh bis Seeböden ca. 700 m	{ Astien Plaisancien	
„Günz" nach A. PENCK { Günz II. Günz I.	II. Jüng. Deckenschotter „Mindel" nach PENCK und BRÜCKNER { Stammheimermoräne Thurschotter Herdernmoräne	Erosionsperiode	
	A. . . . . Deckenschotterinterglazialzeit 100 m Erosion		
„Günz" nach A. PENCK { Donau III. „ II. (Illertisser Schnecken) „ I.	I. Älterer Deckenschotter „Günz" nach PENCK und BRÜCKNER . . . { Ütlibergschotter Albismoräne Lägernschotter mit Schnecken Eggmoräne Staffelschotter		

Fortsetzung:

Iller-Lech	*Schweiz*
B. Stauffenbergschotter .	Sundgauschotter
A. Ottobeurerschotter .	Einer unserer Schotter der ältern Dekkenschottergruppe

Flusschotters ausserhalb der fluvioglazialen Reihe. Das Gefälle entspricht einer alten Landesoberfläche, die gegen die Donau hinaus so hoch liegt, dass die Kuppe des Stauffenberges gerade in ihr Niveau zu liegen kommt. Rekonstruiert man eben mit Hilfe des Hohen Firstes und des Stauffenberges die Landesoberfläche, so staffeln sich alle andern Schotter unter ihr Niveau ein, sind also jünger." Der besichtigte Schotter unterschied sich bei gleichem petrographischem Bestand vom vorher besuchten Donauschotter einzig durch das Zurücktreten des fluvioglazialen Charakters. Er lag unter dem „Günzschotter" EBERLS und wäre demnach stratigraphisch, wie ja EBERL selber feststellt, sein D I-Schotter. Sein etwas mehr fluviatiler Charakter lässt sich ebensogut als Ablagerung in einer peripheren Entwässerungsrinne deuten, wenn nicht als Depot aus einer Zeit, als der Gletscher schon viel weiter zurückgegangen war. Der Kontakt mit dem Tertiär ist selten aufgeschlossen, nur auf kurze Strecken und ohne dass sein Verhältnis zur ganzen Unterlage bestimmt werden könnte. Daher kenne ich keine zwingenden Gründe, den Ottobeurer Schotter vom Donauschotter abzutrennen und durch Extrapolation, gestützt auf die knappen Auflagerungsflächen, über 50 km Unterbruch hinweg mit dem Stauffenberg in Beziehung zu setzen.

Die grösste Bedeutung von EBERLS umfassender Arbeit scheint mir darin zu liegen, dass er im klassischen alpinen Vereisungsgebiet den starren und hemmenden Panzer sprengte, den die PENCK-BRÜCKNER'sche Vierheit der Eiszeiten an alle europäischen Forschungen legte und nachwies, dass mit 4 Vereisungen in den Alpen nicht auszukommen ist. Die vorstehenden Umdeutungen beweisen den hohen Wert der extensiven Einteilung EBERLS, welche den Vergleich mit andern reichhaltigen Gebieten ermöglicht. Vorstehend sind die Ergebnisse zusammengefasst.

VI.

Zur Altersbestimmung der Deckenschottereiszeiten.

1. Über das Verhältnis des Glazials zum Pliozän.

Die Zusammenstellungen der Eiszeiten in Europa lassen eine grosse Übereinstimmung und Gesetzmässigkeit erkennen. Zuerst muss auffallen, dass sich die beiden letzten grossen Eiszeiten in allen in Betracht gezogenen Untersuchungsgebieten sehr gleichmässig, wahrscheinlich sogar völlig übereinstimmend, entwickelten. Die drei ausgezeichneten Moränenlagen der Würmeiszeit wiederholen sich überall. Aus den Interstadialen und dem Niederterrassenverlauf zeigt sich, dass die beiden äussern durch eine tief greifende Schwankung vom innern Jungmoränenkranz getrennt sind. In ähnlicher Weise

wie der Hauptwürmvorstoss besitzt auch der am weitesten ausgreifende Rissvorstoss einen stellenweise deutlichen Halt, der an der Rhone und an der Wertach in Bayern noch durch eine besondere Terrasse gekennzeichnet ist. Beweise für eine bis in die Alpen rückgreifende Schwankung fehlen bisher überall, so dass die Riss-Saaleeiszeit als eine einheitliche aufgefasst werden darf. Würm und Riss bilden somit die Grundlage der weitern Parallelisierung.

Älter als die beiden Vereisungen, die sich auch in der Frische des Materials nahestehen, ist eine bedeutende Warmzeit, die in der Ukraine den mächtigsten begrabenen Boden, bei uns weitgehende Seeausfüllungen und die Hauptschieferkohlen entstehen liess, und welcher auch die interessanten fossilreichen Cromer forest beds in England angehören. Die nächstältere Vereisung, die Glütsch-Elstereiszeit, konnte bisher weder auf den britischen Inseln, noch im Rhonegebiet und auch nicht in den Pyrenäen nachgewiesen werden. Auch südlich der Alpen sind keine ihr zugehörigen Moränen bekannt. Der Einfluss des atlantischen Ozeans und des Mittelmeeres drängte offenbar die Vereisungsgrenzen nach Osten zurück und zwar sowohl in Fennoskandien-Nordwestdeutschland, als auch in den Alpen. Ähnlich wie zur Würm-Weichseleiszeit nahm die Westgrenze der nordischen Vereisung mehr einen meridionalen Verlauf statt eines mit den Breitenkreisen verlaufenden wie zur Riss-Saalezeit. Eine vierte, noch ältere Vereisung ist bis heute erst neuestens in Polen nachgewiesen und durch den untersten Löss der Ukraine angedeutet. Die Vereisung konnte sich im Norden offenbar nur in der damals kontinentalsten Zone Fennoskandien-Polen-Ukraine auswirken. In den Alpen sind diese beiden Eiszeiten vom Aaregebiet bis zum Lech durch verschiedene Moränenvorkommnisse dokumentiert. Glütsch und Kander fanden im Penck-Brückner'schen System nicht Platz, trotzdem F. Mühlberg zeitlebens für eine fünfte Eiszeit eintrat und Ed. Brückner den englischen Forscher Du Riche Preller (183) anführt, der als erster im Kandergebiet 3 Eiszeiten erkannte. Nach den englischen Verhältnissen mit 2 Eiszeiten beurteilt, stellte letzterer sämtliche Deltaschotter der Gegend von Thun samt der Hahnimoräne an der Kander ins Pliozän.

Das Nichtbeachten der heute an der Aare, der Linth, der Glatt und im Iller-Lechgebiet durch Moränen nachgewiesenen beiden Hochterrassenvereisungen hatte zur Folge, dass die drittletzte nordische Vereisung statt mit Glütsch mit Mindel und die viertletzte mit Günz parallelisiert wurde. Allerdings wies H. Gams (61) in den letzten Jahren mehrmals darauf hin, dass unter den nordischen Interglazialen noch keines gefunden worden sei, das der von Penck, Brückner, Albert Heim, J. Hug u. a. nachgewiesenen grossen Erosionsepoche zwischen den Deckenschottern einerseits und den Hochterrassen- und Rinnenschottern andererseits bezüglich Dauer entsprechen könnte. Da die Moränen der Kander- und Glütscheiszeit in einem

System auftreten, das ihre Anwesenheit sowohl am Alpenrand als auch ausserhalb der Jungmoränenzone klarlegt, so kann nach menschlichem Ermessen am Eiszeitcharakter der beiden nicht gezweifelt werden. In diesem Sinne spricht auch ihre 3-fache Wiederholung. Auf das nordische Glazial übertragen, würden sich die interglazialen Schwankungen aus der Gegend der Warthemoränen bis gegen die Stockholmer-Salpausselkämoränen (Interlaken) hin verfolgen lassen. Folgen wir der in der Geologie üblichen stratigraphischen Beweisführung, so können wir nicht anders als Glütsch und Kander der Elster und dem neuen polnischen Jaroslawien und dem 4. und 5. Löss von Krokos gleichstellen. Damit fällt die Notwendigkeit eines ca. 200000-jährigen Interglazials dahin, indem diese Zeit dann voreiszeitlich oder pliozän wird.

Damit kommen wir auf das grosse Ergebnis der vorliegenden Studie. In allen Ländern wird die den Glazialablagerungen vorangehende Zeit im allgemeinen als Pliozän bezeichnet. Besondere Unsicherheiten bestanden bei den englischen Ablagerungen und im französischen Rhonegebiet, also den beiden Zonen, welche nur die beiden letzten Eiszeiten mit Sicherheit nachweisen, wo man also auf die ältern fahndete (Cromer forest beds bis Chillesford Crag, Calabrien). In den fraglichen Gebieten handelt es sich um Ablagerungen, die sich zeitlich neben Eiszeiten und Interglazialen der Kontinentalzone bildeten. Die grosse „Interglazialzeit" der Alpen, die vermutlich so lange dauerte wie alle spätern Vereisungen zusammen, fällt demnach ohne weiteres ins Pliozän und die 4 alpinen Deckenschottereiszeiten erst recht. So ergibt sich, dass das Pliozän und das Pleistozän oder Glazial nicht nacheinander, sondern vorwiegend nebeneinander angeordnet sind und die Rolle verschiedener Fazies spielen. Von den ca. 600000 Jahren alpiner Glazialzeit fallen in England und im französischen Rhonetal nur 120000 Jahre, in Nordwestdeutschland 190000 und in Polen 240000 Jahre nachgewiesenermassen auf Eiszeiten und Zwischeneiszeiten. Die grosse Interglazialzeit konnte sich ausserhalb der Alpen als besondere Wärmezeit auswirken, wie sie aus dem Plaisancien und dem Astien des marinen Rhonegolfes bekannt geworden ist. So ist es auch leicht verständlich, wenn H. G. Stehlin und andere Säugetierpaläontologen feststellen, dass ausserhalb des Zwischengebietes zwischen nordischer und alpiner Vereisung sich die Säugerfauna gleichmässig entwickelt habe, dass erst ihre jüngsten Gruppen eine stärkere arktische Beeinflussung erkennen lassen und dass der ausgedehnteste Vorstoss der kälteholden Fauna nach Süden (Italien) erst nach der Würmeiszeit in der Magdalénienperiode stattgefunden habe, eine Erscheinung, auf die weiter unten nochmals eingetreten wird.

Die Feststellung der weitgehenden Gleichaltrigkeit der pliozänen und pleistozänen Fazies und die durch die Zwischeneiszeiten bedingten

Verknüpfungen beider Zonen beleuchtet auch die Schwierigkeit, sog. Leitfossilien tierischer oder pflanzlicher Natur namhaft zu machen. Die faziellen Differenzen überwiegen die Altersunterschiede bei weitem.

Noch sei ausdrücklich darauf hingewiesen, dass diesen Ausführungen immer nur nachgewiesene Vereisungen zugrunde gelegt wurden. Damit soll nicht gesagt sein, dass in den betreffenden Gebieten keine ältern Eiszeiten gewesen seien. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die britischen Vereisungszentren wenigstens während der Glütsch-Elstereiszeit ebenfalls vergletschert waren. In den Alpen des Rhonetales und am Alpensüdrand besitzen wir im Burgfluhniveau, das sich durch Flussverlegungen auszeichnet, zahlreiche morphologische Verhältnisse, die sich nur durch Gletschermitwirkung erklären lassen (Entstehung der Talanlagen im Vierwaldstätter- und insubrischen Seengebiet). Möglicherweise befinden sich bei Chiasso-Balerna sogar noch Deckenschotterreste.

2. Beziehungen zu den Sundgauschottern und Vogesensanden des Berner Jura.

Die eben dargelegte Auffassung vom pliozänen Alter der Deckenschotter soll im Folgenden noch genauer auf Möglichkeit und Richtigkeit geprüft werden.

Die nächsten Vergleichsmaterialien liefern die Umgebung von Basel und der nördliche Bernerjura. Über den Nieder- und Hochterrassen des Rheintales erheben sich die beiden Deckenschotterterrassen und folgen der heutigen Richtung des Stromes nach Norden. Westlich von Basel dehnt sich in wesentlich höherer Lage gegen die burgundische Pforte hin die Platte des Sundgauschotters aus, der den ersten Vorstoss alpiner Gerölle über den Jura hinaus ins Elsass darstellt, als die Entwässerung des Schweizer Mittellandes und der Furche zwischen Jura und Schwarzwald noch zur Saône ging. Bisher fehlen daraus Fossilien. Um einen bedeutenden Zeitabschnitt älter müssen die pontischen Vogesenschotter und -sande sein, die bei Charmoille in der Ajoie Hipparion und im Delsbergerbecken Dinotherium giganteum Kaup. und Rhinoceros incisivus Cuv. lieferten, da sich die Entwässerungsverhältnisse inzwischen direkt gekreuzt haben. Zwischen Sundgauschotter und Vogesenschotter fällt überdies die dortige Hauptfaltung des Juras, da Charmoille und das Bois de Raube durch hohe Jurafalten getrennt sind, die niemals Vogesenmaterial ins Delsbergerbecken eindringen liessen. Da die pontischen Ablagerungen diskordant auflagern, so muss ihnen eine erste schwächere Faltungsphase des Juras vorausgegangen sein und sie von den sarmatischen (= tortonischen) Dinotheriensanden und Mergeln des Delsbergerbeckens und den ältern Schichten des Tortons, Helvétien usw. trennen. Aus diesen allerdings mehrfach unterbrochenen Ablagerungen

ergibt sich, dass die Deckenschottereiszeiten bedeutend jünger sein müssen als das Pontien des Bernerjuras.

3. Alpine Felsterrassen und marines Pliozän.

Weitere Anhaltspunkte zur Datierung der Deckenschottereiszeiten liefern die grossen alpinen Felsterrassensysteme und ihre Verknüpfung mit marinem Pliozän (= Piacentino = Plaisancien) am Südfuss der Alpen. Seit dem tortonisch-sarmatischen Rückzug der Meere bildeten sich aus noch unbekannter Ursache in Europa, im Mittelmeergebiet bis nach Afrika, aber auch in andern Kontinenten, weitreichende Terrassensysteme, deren Abstandsproportionen gut übereinstimmen. Viele dieser teils eustatisch, teils epirogenetisch entstandenen Terrassen zeichnen sich durch aufgelagerte Sedimentationszyklen aus, die Faunen, Floren und bei den jüngern Vorkommnissen auch Artefakten führen. Ihr Alter kann daher oft genau bestimmt werden.

Im Berner Oberland unterschied der Verfasser (29) 1921 ein Simmenfluhniveau von 1500 m an, ein Burgfluhniveau in ca. 1000 m, ein Kirchetniveau in ca. 700 m und ein sich mehr im Alpenvorland entfaltendes Hilterfingenniveau in ca. 600 m Höhe, dann noch die tiefsten See- und Talböden bei ca. 300—340 m. 1922 beschrieb R. von Klebelsberg (102) die Hauptoberflächensysteme der Ostalpen. 1923 datierte A. Winkler (158) die am Ostrand der Alpen vorkommenden Flächensysteme, indem er auf die engen Beziehungen zwischen den alpinen Terrassen und den benachbarten Trans- und Regressionen hinwies. Er stellt eine „weitgehende Zerschneidung des ältermiozänen Reliefs" fest, die auf der Sarmatien-Pontiengrenze einen Höhepunkt erreicht. „Das Einsetzen der grossen pontischen Transgression hebt das Fortschreiten der tiefen Zertalung im Gebirge für lange Zeit auf oder mindert sie wenigstens im allgemeinen herab. Es bilden sich am Alpensaume Gürtel von Abtragungsflächen oder spätreifen Hügel-Mittelgebirgslandschaften. Mit dem Ende des Pontien setzt wieder eine Senkung der Erosionsbasis ein, die bis zum Quartär fortdauert." Seither blieb die Terrassenfrage im Fluss durch spezielle schweizerische Arbeiten von J. Cadisch (48, 49), F. Machatschek (110, 111), W. Staub (111) und vom Verfasser (37), sowie die Verwendung der ostalpinen Systeme und Datierungen in vielen neuen geologischen Publikationen. Allerdings klafften die Altersbezeichnungen im W und E weit auseinander. Hervorzuheben ist, dass die drei Hauptterrassen wirklich in überraschender Weise die Alpen von N nach S und W nach E auch in übereinstimmender Höhenlage durchziehen. Die nächsten marinen Pliozänvorkommnisse, diejenigen am Orta- und am Langensee, dasjenige an der Breggia in der Nähe von Balerna im Südtessin und das entferntere vom M. S. Bartho-

lomeo über Salò am Gardasee liegen mit grösster Wahrscheinlichkeit auf der zweitobersten Einebnungsfläche, also auf dem Burgfluhniveau, wie schon A. PENCK in den „Alpen im Eiszeitalter" in Profilen darstellte (134) oder im Kirchetniveau.

Am klarsten liegen die Verhältnisse am Gardasee, weil dort ein mächtiges Tal als geschlossene Einheit in die Poebene hinaus mündet. Das ausschlaggebende Vorkommnis ist das marine Pliozän des Monte S. Bartolomeo (568 m) über Salò (65 m), das also schon innerhalb des Mündungstrichters auftritt. Über der Scaglia tritt von 500 bis 530 m gegen N ansteigend ein mariner Ton mit pliozänen Foraminiferen, Nassa semistriata BROC., Turritella subangulata BROC., Ringiculella buccinea BROC., Arca diluvii Lk. u. a. auf, also alles Arten, die im Piacentino vorkommen. Umstritten ist dagegen das Alter der überlagernden Nagelfluh, die nach A. PENCK nicht fluvioglazialen Charakter trägt, sondern eher dem Villafranchiano angehören soll, was aber glücklicherweise für unser Problem keine Bedeutung hat (134). Nirgends am Alpensüdrand lässt sich das rasche Aufsteigen der alpinen Altflächen und Terrassen schöner beobachten als nördlich von Verona und am Gardasee. Der tektonische Anstieg setzt sich aber nicht weit alpeneinwärts fort, sondern geht bald in die üblichen Terrassengefälle über. Östlich vom Gardasee reicht der M. Baldo mit 2218 m mit zackigen Felsen hinauf in die Gipfelflur, die etwa mittelmiozänen Alters ist, da der altmiozäne M. Brione am obern Seeende parallel mit dem M. Baldo gefaltet ist. Die obersten Verflachungen des Simmenfluhniveaus streichen, wie schon R. VON KLEBELSBERG darlegte, mit der Punta di Naole in 1660 m in die Luft hinaus. Eine zweite Zone ausgedehnter Verflachungen bildet die im S breite horizontale Terrasse, die in ca. 1000 m Höhe dem Gardasee 30 km weit bis ans obere Ende folgt, sich aber vom M. Castelle (991 m) und Dosso Buca Pomar (1114 m) rasch zum M. Risare (877 m), M. Belpo (834 m), M. Luppia (418 m) und S. Michele (342 m) zur Ebene senkt. Im Gegensatz zu diesen geschlossenen Verhältnissen ist das Westufer durch Flussläufe durchtalt; aber die 1000 m-Terrasse zeigt sich immer wieder in Bergrücken und Terrassen besonders im Gebiet von Tignale, Gargnano und Toscolano-Maderno bis weit in die Seitentäler hinein. Von Gardone bis Salò setzt das Absinken ein: M. Lavino 907 m, M. Tratt 802—681 m, M. S. Bartolomeo 568 m, wobei der alte Fels in 500 bis 530 m ansteht.

Was die Genauigkeit der Einordnung vermindert, ist die Tatsache, dass das gegen den Alpenrand stark abgebogene Burgfluhniveau sich in der Gegend der Pliozänvorkommnisse mit den fast horizontalen, mehr im Vorland entwickelten Terrassenresten der Kirchet -und Hilterfingenniveaux schneidet, so dass der einzelne Rest auch mit diesen Flächen in Beziehung gebracht werden kann. Der M. San Bartolomeo kann auch der Terrassengruppe Tresnico 515 m (über Gardone), Sasso 536 (über Gargnano, Rabione 535, Voltino 559 (Tremosine) und Pregasina 550 am Westufer und S. Zeno

di Montagna 583 m am Ostufer zugezählt werden. Da die Deckenschotter sicher auf der Burgfluhhöhe vorkommen und das marine Pliozän jünger sein dürfte, so ist es wahrscheinlicher, dass es im Kirchetniveau vorkommt. Dadurch wird der Anschluss an die tiefsten Talböden viel wahrscheinlicher, deren Entstehungsgeschichte besonders in den Seen auch heute noch unabgeklärt ist. Am Gardasee würde sich zwischen dem Kirchetniveau und dem tiefsten Seeboden ein Höhenunterschied von ca. 1300 m ergeben und mit dem Kirchetniveau immer noch ca. 800 m. Die hohe Lage des marinen Pliozäns schaltet die Annahme einer tieferen Terrasse aus. Das marine Pliozän erscheint hier wie im Gebiet der insubrischen Seen als Relikt einer Fjordauffüllung.

Schwerer zu bestimmen ist die Einordnung der vielen Piacentinvorkommen zwischen Comer- und Ortasee, da der Alpenrand durch ein Wirrwarr von Tälern in einzelne Berge zerlegt ist, wobei natürlich die direkten Zusammenhänge der Terrassenstücke fehlen und durch den Forscher verknüpft werden müssen. Gute Überblicke zur Verbindung der Terrassen geben der M. Mottarone zwischen Langen- und Ortasee sowie der M. Brè bei Lugano, teilweise auch der Bergrücken M. S. Salvatore-Carona. Die Landschaftsformen aller dieser Panoramen werden dadurch gekennzeichnet, dass die Seeflächen und am untern Langensee auch Felsterrassen die Horizontale bezeichnen, während viele schiefgestellte Flächen und Terrassen ziemlich rasch alpenwärts ansteigen. Aus diesen Formen erheben sich niedrige und hohe Gipfel, die meist noch den obersten Verflachungen zuzuzählen sind. So ergeben sich auch im Sottoceneri wieder die grossen Durchtalungsphasen: Die Gipfelflur in den Gräten vom S. Joriopass zum M. Garzirola (2022, 2137, 2134, 2226 (Camoghè), 2119 m) und auch in der M. Tamarogruppe (1966, 1932 m), die Zone oberster Verflachungen (Simmenfluhniveau) über den Monte Bar (1820 m) zum M. Caval Drossa (1635 m), das Burgfluhniveau in den Monti della Cima (1000—1100 m) und den Monti di Medeglia (1000—1200 m). Diese Niveaux beherrschen den Ausblick der Luganeseraussichtsberge gegen Norden. Gemischt mit flachen Erhebungen zieht sich das Medeglianiveau (= Burgfluh) über den M. Bigorio (1170—1000 m), den Felsrücken zwischen Val Colla und Sonvico (ca. 900 m) auf die Westseite des Vedeggiotales ins Malcantone, von wo es sich immer stärker senkt, um im Salvatoregebiet die Höhen 600—500 m zu erreichen. Die engen und steilwandigen Talausgänge von Mendrisio und Porto Ceresio unterbrechen die Zusammenhänge. Aber die Tendenz zum Südsinken geht aus allen Landschaftsformen hervor, so dass die Verbindung der genannten modellierten Flächengruppe mit den vom marinen Pliozän bedeckten möglich ist, um so mehr als letztere durch ihren Fjordcharakter auch ein unebenes Relief voraussetzt. Ähnlich liegen die Verhältnisse am Langen- und Ortasee. Auf keinen Fall können höhere alpine Flächen als das

Burgfluhniveau in Betracht fallen. Da letzteres sich durchs Tessintal bis ins V. Bedretto verfolgen lässt, im anschliessenden Wallis von F. MACHATSCHEK und W. STAUB (111) bis an den Genfersee verfolgt wurde und im Berner Oberland als oberste Hauptstufe der energischeren Talbildung, eingeschnitten in das Simmenfluhniveau (die Zone oberster Verflachungen unterhalb der Gipfelflur) definiert wurde (29), so darf es den M. Medeglia-M. Caslanoflächen im Südtessin gleichgestellt werden. Dieselbe Gleichstellung ergibt sich aus dem Verfolgen der Flächen am Gardasee durch das Tirol ins Bündnerland. Damit ergibt sich das Resultat, dass das Burgfluhniveau älter ist als das marine Pliozän am Alpensüdrand. Aus der Höhenlage der Deckenschotter wie auch aus den morphologischen Wirkungen der Gletscher in diesem Niveau muss geschlossen werden, dass es auch älter ist als die Deckenschottereiszeiten.

Dieser Bestimmung der obern Höhengrenze ist dasselbe beizufügen wie für den Gardasee. Besonders beidseitig des Verbano fallen ausgedehnte horizontale Flächen auf, welche die Schichten kappen (z. B. bei Arona-Angera) und in 350 bis 450 m Merreshöhe liegen. Eingelagert zwischen dem Porphyrplateau von Angera und dem Molassehügel (356, 355 m) befindet sich N. Taino marines Pliozän in kaum 300 m Höhe. Auch dieses Vorkommen lässt auf eine niedrige Felsterrasse schliessen. Das benachbarte Südende des Verbano ist weniger als 100 m tief.

Auch das besonders durch ALBERT HEIM (75) bekannte marine Pliozänvorkommen an der Breggia und am Roncagliabach zwischen Balerna und Chiasso ist in ein Tal zwischen dem alpinen Mesozoikum und der Molasse eingelagert und erreicht ca. 280 m Meereshöhe. Die Tone und Sandtone fallen mit wenigen Graden nach Süden. Sie enthalten kleine, sehr stark verwitterte, seltene Granitgerölle. Das marine Pliozän wird von fluvioglazialen Schottern, dem sog. Ceppo, überlagert und stösst an ein Konglomerat, das sog. Ponteganakonglomerat, indem sich die marinen Schichten immer steiler stellen, bis zu 60° und sich endlich senkrecht an den hellgelben Konglomeratfelsen anschmiegen. Einige wenige Tonsande greifen ins Konglomerat hinein. Die marinen Schichten werden mit der Annäherung gelb und kalkreich, so dass einzelne Platten zwischen Pliozänton dem ausgeschwemmten Bindemittel des Konglomerats gleich sind. Letzteres besitzt in der Nähe der Tone eine wechselvolle, unregelmässige Schichtung, während es nördlich davon deutlich horizontal geschichtet ist und eine flache, nach S abfallende Platte von 5% Gefälle bildet. Nach HEIMS Auffassung sind Pliozäntone und Ponteganakonglomerat gleichaltrig und die merkwürdige Anlagerung der erstern durch „ein Aufpressen des noch ganz weichen Tones durch die Last der ins Meer vorrückenden groben Schuttbildung" entstanden. Dieser Darstellung muss entgegengehalten werden, dass in keinem der vorhandenen Aufschlüsse normale Delta-

schichten beobachtet wurden. Weder befinden sich in den marinen Tonen und Sanden Geröllager, noch im Konglomerat regelmässige Toneinlagerungen. Wie die Skizze Fig. 7 zeigt, stossen beide Partien unvermittelt fast vertikal gegeneinander. Dies ist um so weniger vereinbar mit einer gleichaltrigen Bildung, als die Körnung des Konglomerats und seine stellenweise diakene Schichtung eine starke Strömung voraussetzt. Der anormale Kontakt an der hohen Wand unter dem Weiler Pontegana lässt sich eher verstehen, wenn das Pliozänmeer ein schon verfestigtes Konglomerat bespülte und eine Steilküste zum Teil unterhöhlte. Häufig beobachtet man, wie die löchrigen, diluvialen Nagelfluhen an Steilwänden von klaffenden Klüften durchsetzt sind und sich in Riesenblöcken und Schollen dislozieren. Auf diese Weise können die seltenen Toneinlagerungen als Fugenausfüllung, die Senkrechtstellung der Kontakttone durch

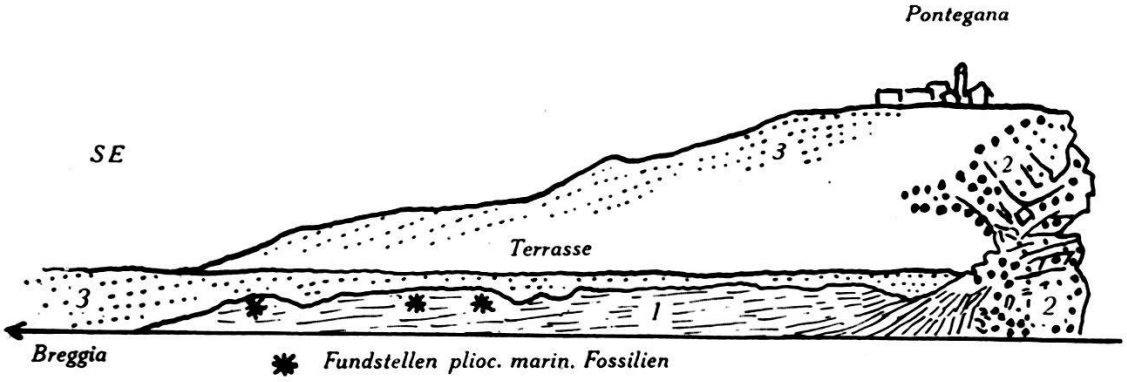

Fig. 7. Nordostseite von Pontegana nach ALBERT HEIM. 1 Marines Unterastien. 2 Ponteganakonglomerat = Deckenschotter? 3 Junges Glazial.

Verlagerung infolge der Bewegung von Schollen und die knappe Überdeckung der marinen Tone ebenfalls durch gleitende Nagelfluhschollen gedeutet werden. Damit stimmt auch die gegen den Kontakt zunehmende Gelbfärbung und Sandaufnahme der Meeresablagerungen, die eher auf Ausspülung als primäre Mischung hinweisen. Die Erscheinung eines solchen Kontaktes ist nicht verschieden von der Einsedimentierung einer bretonischen Steilküste mit überhängenden Felsen, Felsentoren, Höhlen usw. Es ist wohl ein Zufall, dass der einzige Schnitt keinen ganz losgelösten und von Tonen umhüllten Nagelfluhblock entblösst. Das Ponteganakonglomerat war verfestigt, als das Pliozänmeer des untern Astien diese Steilküste bespülte. Da sich im Mittelmeer Ebbe und Flut nicht auswirken und die Ablagerung in einer kleinen Bucht stattfand, so konnten auch keine wesentlichen Brandungserscheinungen auftreten.

Das Ponteganakonglomerat selbst besteht vorwiegend aus stark gebleichten Liaskalken, sehr selten aus gneisartigen und granitischen

Blöcken, sowie einigen Flyschsandsteinen. Die Rundung und Ordnung der Trümmer ist für einen Fluss oder Bach viel zu unvollkommen. „Blöcke, Gerölle, Splitter aller Dimensionen bis über 1 m Durchmesser, manchmal gut gerundet, manchmal noch eckig, liegen regellos durcheinander, gemischt mit feinerem Material". Diese Beschreibung HEIMS könnte fast ebensogut die Deltamoräne im Glütschtal betreffen, nur dass diese schief gelagert, die Pontegananagelfluh aber horizontal geschichtet ist und von Castello S. Pietro bis Pontegana auf 2 km ein mittleres Gefälle von 5% besitzt. Östlich des erstgenannten Ortes liegt es auf ca. 6 m groben grauen Geröllen und grossen roten Blöcken, die möglicherweise eine noch ältere Moräne repräsentieren. HEIM selber äussert den Gedanken, „dass das Ponteganakonglomerat zeitlich dem Deckenschotter entspräche. Allein die Verknüpfung mit dem marinen Pliozän ist doch derart, dass wir nur dann an Deckenschotteralter denken könnten, wenn wir überhaupt die Deckenschotterverglетscherung dem ältern Pliozän zuweisen könnten". Da dies heute aus andern Erwägungen der Fall ist, so steht nichts im Wege, das merkwürdige Konglomerat als eine torrentielle Ausschwemmung von Lokalmoränen zu betrachten, die älter ist als das marine Pliozän und somit einer der Deckenschottervereisungen entspricht.

4. Stellung der Pliozänflora des Rhonegolfs.

Weitere Anhaltspunkte für die Frage nach dem Alter der Deckenschottereiszeiten liefert die pliozäne Flora des Rhonegolfs (47), der bis nach Givors südlich von Lyon reichte. Die dortigen Ablagerungen des Plaisancien beginnen mit Geröllen, über denen Mergel mit Congerien, dann Mergel mit Ostrea cochlearia und dann die pflanzenführenden Tone folgen. Als unteres Astien treten marine Lagen und pflanzenführende Brackwasserschichten, die nach oben limnisch werden, auf, während das obere Astien aus Flussanden besteht, die Mastodon arvernensis, Rhinoceros leptorhinus, Sus arvernensis, Tapirus arvernensis und Palaeochœrus Cordieri lieferten. Darüber liegen fluviatile und torrentielle Anschwemmungen, Schotter und Konglomerate des ins Quartär gestellten Sicilien. Diese Sedimentationsfolge füllte eine fjordartige Landschaft, ein versenktes Talsystem aus, indem das marine Pliozän als schmaler Streifen der Rhone folgt, aber auch in alle Seitentäler eindringt und seine Strandlinie durch entsprechende Sedimente kundgibt. Diese zugeschütteten Talwege sind südlich der Drôme in Kreide und Tertiär, oberhalb des genannten Flusses in Kristallin und Tertiär eingeschnitten. Vor dieser Erosionsphase lagerte sich nach FONTANNES und DEPÉRET eine Schichtfolge vom Untereozän bis ins Pontien mit Hipparion und Cepaea delphinensis ab, was zeitlich den Hipparionsanden von Charmoille und den

Vogesenschottern entspricht. Der Rhonegolf ist somit in die pontische Landoberfläche eingetieft, ähnlich wie das Burgfluhniveau ins ausgereifte Simmenfluhniveau.

Die von G. DEPAPE untersuchte, vom Meeresstrand wie auch von den benachbarten Bergen stammende Pliozänflora des Rhonegolfs bestand aus 11 nordamerikanischen (Julitemperaturen der heutigen Arten 21—32°), 11 chinesisch-japanischen (24—28°), 6 kanaresischen (24°), 28 mediterranen (23—28°) und 16 kühlgemässigten europäischen (9—28°) Arten. Die empfindlichsten Arten deuten auf eine mittlere Jahrestemperatur von 20° am Meeresspiegel hin, was heute der Mississippimündung, Florida, den kanarischen Inseln, Algier und Südchina entspricht. Solche Klimaverhältnisse, die bis ins untere Astien dauerten, vertragen sich aber nicht mit den Deckenschottereiszeiten, auch wenn diese auf die Mittel- und Ostalpen beschränkt würden; diese Eiszeiten müssen älter sein als das Rhonegolfplaisancien. G. DEPAPE teilt eine interessante Zusammenstellung mit, die beweist, dass das Klima an der Wende des Miozäns zum Pliozän in Varennes am Mt. Dore kaum wärmer war als heute (0—2°), dass es im Plaisancien von St. Vincent im obersten Dordognegebiet um 2—4° das heutige übertraf, dass es im Plaisancien von St. Marcel im Rhonetal oberhalb der Ardèchemündung 6° heisser war, dass es im untern Astien von Meximieux NE Lyon die Jetztzeit immer noch um 5—6° übertraf, dass es aber im obern Astien von Ceysac im obersten Loiregebiet sogar 2° unter der heutigen Wärme blieb. Mit Recht weist auch er auf den mildernden Einfluss hin, den der Rhonegolf ausübte. Leitet die Oberastienflora von Ceysac zu den quartären Eiszeiten über, so diejenige von Varennes zu den Deckenschottervereisungen. Nach den Verhältnissen im Rhonegebiet dürften die fraglichen Eiszeiten — von denen übrigens westlich des Napfs heute noch keine Spuren bekannt sind — in die Erosionsperiode zwischen dem Pontien und dem marinen Plaisancien fallen. Dadurch erklärt sich auch das Fehlen alpiner Schotter, die sich erst im Sicilien einstellen. Die miopliozäne Übergangszeit wird allgemein durch eine starke Regression der Meere charakterisiert, wobei das dadurch bedingte Kontinentalklima eine Vorbedingung der Eiszeiten war.

Die Deckenschottereiszeiten müssen älter sein als das Plaisancien des Rhonetales.

5. Versuch einer Parallelisierung des schweizerischen glazialen Pleistozäns mit dem marinen Quartär Siziliens und Süditaliens, sowie des Terrassensystems von CHARLES DEPÉRET.

Nach M. GIGNOUX (70) lassen sich in Süditalien folgende Ablagerungen und tektonische Vorgänge zeitlich unterscheiden:

Zeitabschnitt	*Fauna*	*Küstenterrassen*
12. Rezente Ablagerungen	Rezent, mediterran	0 bis einige m über Meer.
11. Hebung		
10. Strombus buboniusschichten	Keine wirklich nordischen Arten mehr. Erloschene A. selten. Viele subtropische senegalensische Arten.	15 m ü. Meer 30—35 m ü. Meer
9. Hebung		
8. Alte Terrassenablagerungen	Rezent, ohne paläont. Individualität.	50—60 m ü. Meer
7. Hebung		
6. Sicilien	Viele nordische und wenig erloschene Arten.	80—100 m ü. Meer
5. Hebung		
4. Calabrien	Ziemlich viele erloschene und einige nordische Arten.	
3. Astien	Viele erloschene, keine nordischen Arten.	Vorsicilische, meist auch vorpliozäne Strandterrassen des westlichen Mittelmeers.
2. Plaisancien		
1. Transgression		
Vorpliozäner Sockel		Ca. 150, 200, 260, 300 m ü. Meer.

Diese Schichtfolge ist für uns deshalb von Interesse, weil sie den marinen Übergang vom Pliozän zum Pleistozän enthält und die gehobenen Strandterrassen des Mittelmeeres datiert.

GIGNOUX setzt die Grenze zwischen Pliozän und Quartär zwischen Calabrien und Sicilien, da hier der alte Sedimentationszyklus endet und ein neuer beginnt. Darin wird er noch dadurch unterstützt, dass im Calabrien noch Elephas meridionalis nachgewiesen ist, im Sicilien dagegen der erste Elephas antiquus auftritt. C. DE STEFANI gibt dagegen dem Wechsel in der marinen Fauna den Vorzug zur Altersbegrenzung, und dieser ist am Übergang vom Astien zum Calabrien am grössten, wie auch GIGNOUX anerkennt, indem im Astien viele ausgestorbene Arten vorkommen, im Calabrien aber die ersten nordischen. So stellt denn DE STEFANI Calabrien, Sicilien und Strombusschichten in sein Postpliozän. Trotzdem die Meeresfauna nach den Strombusschichten keine kühlen Arten mehr aufweist, so breitete sich die kälteliebende Säugerfauna nach den Forschungen H. G. STEHLINS erst in jüngster Zeit, während des endgültigen Rückzuges der Gletscher zur Magdalénienzeit am weitesten nach Süden aus. Tektonische Vorgänge, die auch die Zyklen regieren, die Entwicklung der marinen Fauna und die Verbreitung und Ausdauer der Säuger verlaufen somit nicht parallel und ermöglichen verschiedenartige Einteilungen und Abgrenzungen, je nach dem Autor.

Eine wertvolle Verknüpfung dieser Ablagerungen und Terrassen stellte CHARLES DEPÉRET (166) fest, der sich besonders dem von General DE LAMOTHE begonnenen Studium der gehobenen Küstenlinien des Mittelmeeres widmete und diese Erscheinungen bis auf die britischen Inseln und in die Nordsee verfolgte. Als Ziel schwebte ihm vor, die Eiszeiten mit eustatischen oder epirogenetischen Hebungen in Verbindung zu bringen, um eine auch ausserhalb der vereisten Gebiete an Küsten und in grossen Stromtälern gültige, sicher zu erkennende Gliederung der jüngsten geologischen Zeiten zu besitzen. In Anlehnung an die 4 Eiszeiten PENCK und BRÜCKNERS suchte er die 4 untersten Küstenterrassen in 18—20, 28—30, 55—60 und 90—100 m Meereshöhe mit Würm, Riss, Mindel und Günz zu parallelisieren. Er verwendete als neue Bezeichnungen die Namen Monastirien (DEPÉRET), Tyrrhenien (ISSEL), Milazzien (DEPÉRET) und Sicilien (DÖDERLEIN). Darüber folgen das Calabrien (GIGNOUX) in 148 m Höhe, sowie die unbenannten pliozänen Terrassen in 204, 265 und 325 m Höhe. Die ursprünglichen Beobachtungen von DEPÉRET wurden oben in den jeweiligen Besprechungen des Rhonegebiets dargelegt. Seine 4 untern Terrassen verknüpften sich mit Würm (15 m), Neoriss (30 m), Riss (50 m) und den grauen Hochterrassenschottern (95 m). Da das an nordischen Tierarten reiche Sizilien (90—100 m) und die Hochterrasse diese 3 mit Terrassen verknüpften Eisrandlagen zur allgemein gültigen Vierheit PENCK und BRÜCKNERS ergänzten, so änderte CH. DEPÉRET seine Interpretation: Würm blieb Würm = Monastirien, Neoriss wurde Riss = Tyrrhenien, Riss wurde Mindel = Milazzien und die Hochterrasse wurde zu Günz = Sicilien. Bei der Ausdehnung dieser Gliederung auf das britisch-irische Glazial nahm er eine weitere Verschiebung vor, da dort das Neoriss (ursprüngliche Benennung) fehlte. So verglich er sein Monastirien ungefähr mit der centralirisch-man-cumberlandischen Rückzugsstellung, sein Tyrrhenien mit der letzten Grossvereisung (upper boulder clay) und sein Milazzien mit der grössten Vereisung (lower boulder clay). Für das Sizilien fehlten glaziale Ablagerungen, ähnlich wie im Rhonetal, weshalb er die Weybourn- und Chillesford Crag wegen ihrem Gehalt an nordischen Formen dem Sizilien gleich setzte. Natürlich blieben weder die Grundideen des Systems, noch die Durchbildung desselben oder seine Ausdehnung auf die britischen Inseln ohne lebhafte und vielfach gut begründete Gegenwehr. So wertvoll östlich, beispielsweise im Mittelmeer, die Verknüpfung glazialer und tektonischer Phänomene sein kann, so fraglich kann ihre weitere Ausdehnung werden. Es sind zu viele Senkungen von Küsten neben Hebungen in den jüngsten geologischen Zeiten nachgewiesen, als dass man sich nun auf diese morphologischen Erscheinungen ohne paläontologische Belege stützen dürfte. Letztere sind aber angesichts der im Pliozän und Pleistozän wechselnden Meeresverbindungen und Landbrücken faziell sehr verschieden, abgesehen vom Wechsel tieferer Faunen

von kühlerem Charakter wie etwa im Sizilien mit wärmeren küstennahen Vergesellschaftungen wie beispielsweise in den Strombus bubonius-Schichten. Wir können hier nicht auf die Diskussionen eintreten und verweisen als Einzelbeispiel auf die interessante Publikation von H. F. Osborn und C. A. Reeds: „Old and new standarts of pleistocene division in relation to the prehistory of man in Europe." (182). Da heute noch französische Geologen für die allgemeine Gültigkeit der Depéret'schen Einteilung eintreten, wie beispielsweise Georges Dubois (167), der ihr noch eine jüngste Stufe, das Flandrien[1]), anfügen will, so sei nachstehend folgende, sich aus unserer Untersuchung ergebende Parallelisierung mitgeteilt:

Süditalien		*Schweizeralpen*	*Holland*
		Magdalénien bis heute	Flandrien 7-8 m ?
Monastirien 15 m	Strombus bubonius-schichten	Würm, letzte Grossvereisung	
Tyrrhenien 30 m		Riss-Rückzugsstellung	
Milazzien 50 m		Riss, grösste Vereisung	
Sicilien 100 m		Glütsch	
Calabrien		Kander	
Astien		Erosionsperiode	
Plaisancien			
Sedimentationslücke		Kirchetniveau	
		Deckenschottereiszeiten, Ausbildung des Burgfluhniveau	
Pontien		Ausbildung des Simmenfluhniveau	

Diese Zusammenstellung setzt voraus, dass die von Depéret bei Lyon zwischen Moränen und Terrassen nachgewiesenen Zusammenhänge bis nach Süditalien und Sizilien zu Recht bestehen. Stimmt sie, so wäre der Elephas antiquus, der nach M. Gignoux (70) noch nach der Ablagerung der marinen Strombus bubonius-Schichten rings um das Mittelmeer lebte, erst zur Würmeiszeit ausgestorben. Überhaupt kann im Süden nur *eine* Kälteperiode, die im Calabrien sich ankündigt und bis ins Sizilien andauert, nachgewiesen werden. Nachher folgen nur warme oder heutige Faunen. Da aber die einzelnen Küstenablagerungen durch Hebungsphasen von einander getrennt sind, ist es nicht ausgeschlossen, dass die Kältezeiten in die Hebungsperioden fallen. Zwischen unbedeutenden Hebungen und dem Klima besteht eben kein Zusammenhang. Sollte es sich bestätigen, dass Elephas antiquus vom Glütsch (= Sizilien) bis zum Würm (= Monastirien) lebte, so wird dessen Wert als Leitfossil wesentlich beeinträchtigt.

[1]) Flandrien inférieur = Paléolithique récent, Flandrien moyen = Néolithimétallique, Flandrien supérieur = Temps historiques.

Um so unerwarteter erscheint die oben erwähnte Feststellung H. G. STEHLINS, die so ausgeprägt ist, dass er vom Standpunkt des Säugetierpaläontologen aus die Magdalénienzeit geradezu als das Maximum der gesamten Eiszeit bezeichnen muss. Doch wird diese Erscheinung verständlicher, wenn wir die Dauer der Eiszeiten in Betracht ziehen, die nach den Ablagerungen zu schliessen, für alle Eiszeiten mit Ausnahme der letzten nur kurz waren. Die Würmeiszeit brauchte zweifellos lange Zeit, um die Moränenlandschaften ihrer Aussenzone aufzubauen, die Rückzüge und Vorstösse auszuführen, die verschiedenen Zungenbecken mit lakustren Ablagerungen aufzufüllen und wiederum mit Moränen zu bedecken (Killwangen-Schlieren und Nebenstadien-Zürich in der Schweiz, Brandenburger-Frankfurter und baltisches Stadium im Norden) und die Spiezerschwankung auszuführen. Erst dann setzten die eigentlichen Rückzugsphasen, in die das Magdalénien zeitlich einzuordnen ist, ein. Es wird kaum ein Zufall sein, dass die Solarkurve MILANKOVITCHS mit diesen Verhältnissen gut übereinstimmt.

Setzen wir das Klima der heutigen geographischen Breite als Grenze, findet man nach MILANKOVITCH folgende positiven und negativen Abweichungen:

	Warmzeiten	*Kältezeiten*
Kandereiszeit		10000 Jahre. 1 Spitze 10 Breitengrade kälter
Hochterrasseninterglazial	35000 J., 2 Wärmespitzen von 6 Breitengraden	
Glütscheiszeit		9000 J. 1 Spitze 9° kälter
Schieferkohleninterglazial	62000 J., 3 Wärmespitzen von 6°, 3° und 7°	
Risseiszeit		11000 J. 1 Spitze 6° kälter
Letztes Interglazial	33000 J., 2 Wärmespitzen von 2° und 6°	
Würmeiszeit Killwangenstadium		10000 J. 1 Spitze 7° kälter
Spiezerschwankung	37000 J., nur bis 2° besser als heute	
Zürichstadium		8000 J. 1 Spitze 3° kälter
Rückzugszeit bis heute	20000 J., 1 Spitze, bis 5° wärmer	

Diese Zusammenstellung zeigt klar, was auch die Ablagerungen kundtun: Die Schieferkohleninterglazialzeit erhielt am meisten Sonnenwärme, die letzte Eiszeit steht mit ihren beiden nur ungenügend getrennten Kältespitzen weitaus am ungünstigsten da, weil erst

nach 52 000 Jahren eine richtige Wärmespitze einsetzte. Dazu kommt noch die immer mehr zunehmende allgemeine Abkühlung, welche die Kältespitzen der Jetztzeit zu immer wirksamer gestaltete und endlich der Einfluss der Verteilung von Wasser und Land, resp. das Wechselspiel von Ozeanität und Kontinentalität. Nun wurde für die Nordsee nach dem Gletscherrückzug eine neue Trockenlegung nachgewiesen, was eine Verstärkung des kalten kontinentalen Einflusses bedeutet. Diesem Umstand, auf den STEHLIN in einem Baslervortrag erstmals aufmerksam machte, ist es mit zuzuschreiben, dass im Magdalénien trotz des Rückzuges des Gletschers und einer günstigen Sonnenstrahlung — das Maximum derselben fällt ins Interlakenstadium des Aaregletschers — sich die kälteliebenden Säuger am weitesten nach Süden verbreiteten. Viel wichtiger dürfte zur Erklärung dieser aussergewöhnlichen Erscheinung, die zur Elster- und Saaleeiszeit fehlt, der Umstand massgebend sein, dass die kälteliebende Fauna während dem langsamen und viele Jahrzehntausende dauernden Rückzug der Gletscher Zeit hatte, sich den günstigeren Klimaverhältnissen so gut anzupassen, dass sie weit nach Süden vorstossen konnte.

6. Zur Neuordnung der Chronologie des Pliozäns und des Quartärs.

Fragen wir uns, gestützt auf die bisherigen Darstellungen, ob sich Beweise gegen das Pliozänalter der Deckenschottereiszeiten beibringen liessen, so dürfen wir mit Nein antworten. Solche Gegenbeweise müssten paläontologischer Art sein und durch eine ununterbrochen vom Pontien bis zum Pleistozän laufende Reihe von wärmebedürftigen Tier- und Pflanzenarten die Möglichkeit lokalalpiner Eiszeiten vom Ausmass der Deckenschottereiszeiten ausschliessen. Solche fehlen aber; denn rings um die Alpen besteht zwischen den pontischen und den piacentisch-astischen Ablagerungen eine Sedimentationslücke, die im Rhonetal und in den Ostalpen den Charakter einer bedeutenden Erosionsperiode annimmt. Dass aber in diese Übergangszeit eine Kälteperiode fällt, beweist die als „mio-pliozän" bezeichnete Flora von Varennes, die ein 4—6° kühleres Klima voraussetzt als die folgende Pflanzengesellschaft des Plaisancien-Astien im benachbarten Rhonegolf. Das Vorhandensein alpiner Eiszeiten während dieser Regressions-, Erosions- und Kontinentalitätsperiode ist demnach sehr wohl möglich.

Diese Eiszeiten lassen sich aber in der heute üblichen Einteilung des Obermiozäns und Pliozäns, also im Pontien, Plaisancien oder Astien nicht unterbringen, weil nirgends in nützlicher Alpennähe eine ununterbrochene Folge von Schichten, Faunen oder Floren festgestellt werden kann. Wie H. G. STEHLIN zeigte, versagen auch die Säuger zur genauern Datierung der jüngsten Zeiten. Dagegen umfassen die Ablagerungen der vier letzten grossen Eiszeiten und der Nacheiszeit eine reichhaltige Gliederung und die morphologischen

Durchtalungsformen der Alpen, besonders Simmenfluh- und Burgfluhniveau, geben einen Einblick in die zwischen dem Pontien und dem Pleistozän liegenden Zeiträume und Haupterosionsperioden. Diese beiden Beobachtungsgruppen eignen sich daher als Rahmen zur Einordnung der andern Feststellungen.

Ist aber das alpine oder auch nordische Quartär massgebend für die zeitliche Zuteilung, so wird man das umstrittene Calabrien als Äquivalent der Elster-Kandereiszeit auffassen und mit DE STEFANI als ältestes Pleistozän bezeichnen, im Gegensatz zu GIGNOUX, der diese Sedimente als jüngstes Pliozän betrachtet. Was die massgebenden Erosionsperioden betrifft, so fällt das Simmenfluhniveau zeitlich wohl mit der allgemeinen Einebnung, die am Ende der sarmatisch-pontischen Regressionsperiode ihr Maximum erreichte, zusammen. Eine übereinstimmende Gliederung besitzen nach CVIJIČ das Durchbruchstal der Donau im Eisernen Tor, der untere Rhein, dessen Tal in die pontische Kieseloolithterrasse eingetieft ist, und die Altflächen des Rhonegebietes. Das 500 m tiefer eingetalte Burgfluhniveau ist sicher älter als die Deckenschotter und das marine Plaisancien. Somit schiebt sich diese erste grosse Erosionsperiode, deren Dauer oben auf wenigstens 400000 Jahre geschätzt wurde, ohne paläontologisch bestimmte stratigraphische Aequivalente zwischen Pontien und Plaisancien hinein. Ihr fehlt denn auch bis heute eine bestimmte Bezeichnung. Nach französischem Usus, der das Pontien zum Miozän zählt, wären sie präpliozän, nach der deutsch-österreichischen Ansicht, die das Pontien als ältestes Pliozän auffasst, dagegen mesopliozän. Um Verwechslungen zu vermeiden, schlage ich vor, die Deckenschotterzeiten als *Glaziopliozän* zusammenzufassen und die grosse erste Durchtalungszeit, die das reife miozäne Relief der Alpen energisch durchschnitt, vorläufig *Präglaziopliozän* zu nennen. Morphologisch beginnt mit dem Präglaziopliozän die Erosionsperiode unserer Alpen, die erst am Ende des Pliozäns aussetzt und von der pleistozänen Akkumulationsperiode abgelöst wird. Die Bezeichnung Postpontien, die ja auch nahe liegt, würde dieser grundlegenden Tatsache nicht Geltung tragen.

Tabelle S. 428 zeigt klar, dass die bisher übliche Trennung in ein tertiäres Pliozän und ein quartäres Pleistozän jetzt auf grosse Schwierigkeiten stösst, da die örtliche Übergangszeit von England bis in die zentralen Nordalpen um mehr als 400000 Jahre differiert, indem sich Pliozän und Glazial während diesem Zeitraum nicht als Altersfolgen, sondern als gleichaltrige Fazies verhalten. Die nächste und gleichzeitig beste Grenze zur Trennung von den ältern geologischen Stufen ist das Ende des Pontien, das an den meisten Orten als Erosionsphase auftritt und sich somit sehr gut zur scharfen Trennung von wichtigen Perioden eignet. Wenn die gleichmässig aufeinanderfolgenden, weit verbreiteten marinen Bildungen aussetzen und einzig vertikal und horizontal lückenhafte terrestre und lakustre Ablagerungen auftreten,

liegt es nahe, die Einteilungsprinzipien den veränderten Verhältnissen anzupassen. Dazu gehört wohl auch, dass nicht einzig die stratigraphisch und paläontologisch erforschbaren Ablagerungen berücksichtigt werden, sondern auch die oft langandauernden Erosions- und Denudationsperioden, sowie die Umlagerung alter Schuttböden und die Einschwemmung älterer oder jüngerer Fossilien. Diese Verhältnisse, wie auch die relativ kurzen Zeiten, schränken die rein paläontologische Altersbestimmung sehr stark ein, besonders wenn sich zwei Fazies verzahnen und die faziellen Unterschiede grösser sind als die entwicklungsgeschichtlichen. Deshalb wage ich den Vorschlag, zu prüfen, ob nicht die obere Grenze des Miozäns und Tertiärs ans Ende der pontischen Zeit zu setzen sei, so dass das Quartär mit der grossen und weit verbreiteten Erosionsphase des Präglaziopliozäns beginnen würde, die die Sundgauschotter u. a. ausbreitete. Eine zweite, weit ausgedehnte Einebnungsflächengruppe entstand in den Alpen, im Mittelland, im Jura und den mitteleuropäischen Mittelgebirgen im Kirchetniveau, das später die Deckenschotter trug und deshalb als präglaziale Landoberfläche zu betrachten ist. Eine weitere Einebnungsflächengruppe umfasst Kirchet- und Hilterfingenniveau, denen besonders das westschweizerische Mittelland angehört, sowie die subalpinen Böden der marinen Pliozänbuchten des Plaisancien und Astien. Von dieser Zeit an nehmen die glazialen Akkumulationen an Ausdehnung, Mächtigkeit und Reichhaltigkeit rasch so stark zu, dass der letzte grössere Zeitabschnitt mit Hilfe der Eiszeiten und Interglaziale als Pleistozän gut gegliedert und gleichgeordnet werden kann.

Schlusswort.

Diese Untersuchung führte unerwarteterweise sehr weit über den ursprünglichen Rahmen des Schweizerquartärs hinaus, als Folge der durch unsere Neuordnung und deren Differenzen zur PENCK-BRÜCKNER'schen Einteilung entstehenden Fragen. Bei dem vollständigen Fehlen kurzlebiger Leitfossilien oder anderer Möglichkeiten der Altersbestimmungen, bleibt jede Chronologie nur eine Deutung der dem Verfasser durch Anschauung und Literaturstudium bekannten Beobachtungen und Auffassungen. Glücklicherweise machte die Erforschung des sog. Quartärs in den letzten Jahren grosse Fortschritte, so dass es heute nicht an zuverlässigen Beobachtungen fehlt. Wer aber gewohnt ist, ältere Gesteinsschichten stratigraphisch zu untersuchen und, darauf gestützt, tektonische Probleme zu verfolgen, der muss den gewaltigen erkenntnistheoretischen Unterschied in der Beweisführung der Glazialarbeiten besonders stark empfinden: Im ersten Falle eine systematische Konstruktion auf bestimmten Einzelheiten begründet, im Quartär dagegen ein Aufstellen von Arbeitshypothesen, von denen diejenige der Wahrheit am nächsten kommen

	Geologisches Alter		Jahre seit heute (nach Milankovitch)	*Centrale Vereisungszone des Nordens* Fennoskandien Polen Ukraine	Russland Deutschland Dänemark	Britische Inseln Frankreich	Holland
Tertiär	Pontien						
Quartär	Präglaziopliozän		ca. 1 000 000				
			900 000				
			800 000				
			700 000				
			600 000				
	Glaziopliozän		589 000				
			500 000				
			420 000				
	Pliozän		400 000				
			300 000				
			231 000	Jaroslavien. 5. Löss		Coralline Crag	
	Pleistozän	Altpleistozän	200 000	Cracovien. 4. Löss	Elster („Mindel")	Red Crags	
			187 400			Icenien	
						Cromer forest beds	
			116 000	Varsovien I. 3. Löss	Saale-Riss	Lower boulder clay	Nord. Geschiebe
		Mittelpleistozän	100 000	Varsovien II. 2. Löss	Weichsel-Würm	Upper boulder clay	
			72 000				
		Jungpleistozän	22 300	Balt. Stad. 1. Löss	Pommersch. Stad.	Mittel Irland Cumberl.	
	Holozän		8 700	Bipartition i. Skand.			

Entwurf zu einer Neugliederung des Quartärs von Europa

umfassend die *glaziale Fazies* (dargestellt durch die Zahl der Eiszeiten von den innern Jungmoränen nach aussen und bezeichnet durch dicke Striche) und die *pliozäne Fazies*
von PAUL BECK, Thun, Dezember 1933.

Ticino[1]) Süditalien Sicilien	Rhone[2])	Aare	*Centrale Vereisungszone der Alpen* Linth-Rhein-Glatt Iller-Lech[3])	Pontien ca. 1 000 000 J.
Petanettoterrasse am Ticino	Präglazial	Simmenfluhniveau	Zone oberster Verflachungen Erosion	900 000
Erosion	Erosion	Erosion	Sundgauschotter im Elsass	800 000
Erosion	Erosion	Erosion	Stauffenbergschotter in Bayern	700 000
Bedrettoterrasse am Ticino	„Günz-Mindelboden"	Burgfluhniveau	Erosion Eggvorstoss. „Donau I"	600 000
Erosion	Erosion	Ältere Deckenschotter	Albisvorst. „Donau III"	589 000 548 000
		Erosion	Erosion	500 000
Erosion	Erosion	Jüngerer Deckenschotter	Stammheimv. „Günz I" Herdernv. „Günz II"	475 000 433 000
Sobrioterrasse am Ticino Plaisancien	„Mindel-Vorriss" Plaisancien	Kirchetniveau Erosion	Erosion	420 000 300 000
Astien Calabrien Hebung	Astien Calabrien	Erosion Kander	Erosion „Mindel II"	231 000
		Glütsch-Thun	„Mindel I"	200 000
Sicilien Hebung Milazzien Hebg. Tyrrhenien Hebg.	Sicilien Erosion Riss. „Mindel"	Erosion Riss	Erosion Riss I	187 400 116 000
Monastirien	Würm	Würm-Gurten	Killwangen. Würm I	100 000 72 000
Hebung	„Neowürm"	Muri	Zürich. Würm III	22 300
Flandrien		Innertkirchen	ca. Daun	8 700

[1]) Korrespondierende Terrassen im Tessin- und Verzascatal nach LAUTENSACH und GYGAX.
[2]) Bezeichnungen der korrespondierenden Terrassen des Rhonetales bis und mit Léman durch F. MACHATSCHEK und W. STAUB.
[3]) Bezeichnungen der korrespondierenden Eiszeiten im Iller-Lechgebiet nach B. EBERL.
Alle in Anführungszeichen gesetzten Namen sind nicht mehr zutreffend.

dürfte, die möglichst alle Vorkommnisse harmonisch zu ordnen vermag. Aus diesem Bestreben heraus wurde die Prüfung der neu gewonnenen Chronologie und besonders die Stellung des Glazials zum Pliozän auf die wichtigsten europäischen Vereisungsgebiete ausgedehnt, wobei sich mehrfach in weit entfernten Zonen neue Gesichtspunkte und Rückwirkungen auf die Deutung des Schweizerglazials ergaben. Aber eben mit der Einbeziehung der Widersprüche zwischen den einzelnen Gletschergebieten nahm hoffentlich die allgemeine Gültigkeit der Formel zu. Die ganze vorliegende Arbeit ist als Deutungsversuch aufzufassen, der voraussichtlich noch viele Anpassungen und Veränderungen über sich ergehen lassen muss; denn wie kaum in einem andern geologischen Arbeitsgebiet gilt für die Glaziologie:

Durch Irrtum zur Wahrheit.

Verzeichnis der zitierten und der wichtigsten für die vorliegende Chronologie in Betracht fallenden Literatur.

Abkürzungen:

Basler Verh. = Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel.
Beitr. = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz.
Berner Mitt. = Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern.
Ecl. = Eclogae geologicae Helvetiae.
Zürcher Viert. = Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich.

1. B. Aeberhardt, Note sur le Quarternaire du Seeland. Arch. Sc. phys. nat. Genève, t. 16. 1903.

2. B. Aeberhardt, Contribution à l'étude du système glaciaire alpin. Berner Mitt. 1907.

3. B. Aeberhardt, Note préliminaire sur les terrasses d'alluvions de la Suisse occidentale. Ecl., vol. 10. 1908.

4. B. Aeberhardt, Sur l'âge de la basse terrasse. Ecl., vol. 11, 1910.

5. August Aeppli, Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. XXXIV. 1894.

6. Louis Agassiz, Eröffnungsrede der Jahresversammlung der Schweiz. Naturf. Ges. in Neuchâtel 1835. Untersuchungen über die Gletscher. 1840.

7. O. Ampferer, Glazialgeologische Beobachtung im untern Inntal. Zeitsch. f. Gletscherkunde. II. 1907.

8. O. Ampferer, Über die Bohrung von Rum bei Hall in Tirol und quartäre Verbiegungen der Alpentäler. Jahrb. geol. Staatsanstalt, Wien 1921.

9. O. Ampferer, Über die Ablagerungen der Schlusseiszeit in der Umgebung des Arlbergpasses. Jahrb. geol. Bundesanstalt, 79. Bd., Wien. 1929.

10. O. Ampferer, Beiträge zur Geologie des obersten Lechtales und des Grossen Walsertales. Jahrb. geol. Bundesanstalt, 81. Bd., Wien 1931.

11. W. Amrein, Steigelfadbahn bei Vitznau. Fundberichte i. d. Jahresb. Schweiz. Ges. Urgeschichte.

12. Albert Andrist, W. Flückiger, Ed. Gerber, O. Tschumi, Fundberichte über das Schnurrenloch oberhalb Weissenburg im Niedersimmental. Von 1928 an im Jahrb. d. Bernischen Historischen Museums in Bern, sowie i. d. Jahresb. Schweiz. Ges. Urgeschichte.

13. F. ANTENEN, Mitteilungen über Talbildung und eiszeitliche Ablagerungen in den Emmentälern. Ecl., vol. 11.

14. A. BALTZER, Der diluviale Aaregletscher. Beitr. 30. Liefg. 1896.

15. EMIL BÄCHLER, Die prähistorische Kulturstätte in der Wildkirchli-Ebenalphöhle (Säntisgebirge, 1477—1500 m über Meer). Verh. Schweiz. naturf. Ges.; 89. Jahresvers., St. Gallen 1906—1907.

16. EMIL BÄCHLER, Das Drachenloch ob Vättis im Taminatal, 2445 m ü. M. Jahrb. Naturf. Ges., St. Gallen, 57. Bd. Fundberichte i. d. Jahresb. Schweiz. Ges. Urgeschichte.

17. EMIL BÄCHLER, Wildmannlisloch bei Alt-St. Johann. Fundber. seit 1923 i. d. Jahresb. Schweiz. Ges. Urgeschichte.

18. E. BAUMBERGER, Zur Geologie von Leuzigen. Albert Heimfestschrift, Zürich 1919.

19. E. BAUMBERGER, Die diluvialen Schieferkohlen in Dürnten (Kt. Zürich).

20. E. BAUMBERGER, Die diluvialen Schieferkohlen von Eschenbach (Kt. St. Gallen).

21. E. BAUMBERGER, Die diluvialen Schieferkohlen der Schöneich bei Wetzikon (Kt. Zürich).

22. E. BAUMBERGER, Die diluvialen Schieferkohlen von Gossau (Kt. Zürich) in: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. geotechn. Serie, VIII. Lief. Bern 1923.

23. J. BAYER, Der Mensch im Eiszeitalter. Leipzig und Wien 1927.

24. P. BECK, Der diluviale Bergsturz von St. Beatenberg. Berner Mitt. 1907.

25. P. BECK, Geologische Karte der Gebirge nördl. von Interlaken 1 : 50000. Beitr. Spezialkarte Nr. 57. 1910.

26. P. BECK, Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. N. F. Liefg. XXIX. Bern 1911.

27. P. BECK, Diskussionsvotum (Zur Frage der bernischen Deckenschotter. Siehe Nr. 127) Ecl., vol. XVI. 1920.

28. P. BECK, Von den eiszeitlichen Murmeltieren. Separatabdruck aus dem „Oberländer Tagblatt" in Thun. 1921.

29. P. BECK, Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. Vol. XVI. 1921.

30. P. BECK, Nachweis, dass der diluviale Simmegletscher auf den Kander-Aaregletscher hinauffloss. Berner Mitt. 1921.

31. P. BECK, Gliederung der diluvialen Ablagerungen bei Thun. Ecl. Vol. XVII. 1922.

32. P. BECK, Über autochthone und allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördlichen Vorland. Ecl. Vol. XVII. Nr. 1. 1922.

33. P. BECK, Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. 1 : 530000. 1. Mitt. d. Naturw. Ges. Thun 1926.

34. P. BECK, Geologische Untersuchungen zwischen Spiez, Leissigen und Kien. Ecl. Vol. 21. 1928.

35. P. BECK, Vorläufige Mitteilung über die Bergstürze und den Murgang im Kandertal (Berner Oberland). Ecl. Vol. 22. 1929.

36. P. BECK, Geologisches Panorama von Thun. Spez.-Karte Nr. 82 der Beitr. 1932.

37. P. BECK, Über den eiszeitlichen Aaregletscher und die Quartärchronologie. Eröffnungsrede des Jahrespräsidenten der Schweiz. Naturf. Gesellschaft zur 113. Jahresversammlung in Thun und auf dem Jungfraujoch. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. in Thun 1932.

38. P. BECK, Unveröffentlichter Entwurf zu einer Karte des eiszeitlichen Aaregletschers, 1 : 50000 in den Alpen, 1 : 25000 im Mittelland. Vorgewiesen an der Vers. d. Schweiz. Naturf. Ges. in Thun 1932.

39. P. BECK, 10 Bohrungen der Umgebung von Thun, unveröffentlicht.

40. P. Beck und Ed. Gerber, Bericht der Kommission für Erhaltung erratischer Blöcke im Kanton Bern über ihre Tätigkeit im Jahre 1912. Berner Mitt. 1913.

41. P. Beck und Ed. Gerber, Geologische Karte Thun-Stockhorn. 1:25000. Beitr. Spezialkarte Nr. 96. 1925.

42. P. Beck und R. Rutsch, Unveröffentlichte geologische Karte der Siegfriedblätter Münsingen, Konolfingen, Gerzensee und Heimberg, 1 : 25000.

43. P. Beck, W. Rytz, H. G. Stehlin, O. Tschumi, Der neolithische Pfahlbau Thun. Berner Mitt. 1930.

44. Bern, Gaswerk und Wasserversorgung. 27 Sondierbohrungen Aaretal und Gürbetal. Meist nicht veröffentlicht.

45. Ed. Blösch, Die grosse Eiszeit in der Nordschweiz. Beitr. N. F. Liefg. XXXI, Abt. 2, Bern 1911.

46. A. Buxtorf, Geologische Karte Rigi-Hochfluh, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 29. 1916.

47. A. Buxtorf, A. Tobler und Mitarbeiter, Geologische Karte des Vierwaldstättersees, 1 : 50000. Beitr. Spez. K. 66. 1913.

48. Joos Cadisch, Zur Talgeschichte von Davos. Jahresb. Naturf. Ges. Graubündens N. F. 44, 1925/26.

49. Joos Cadisch, Der Bau der Schweizeralpen. Orell Füssli Verlag, Zürich/Leipzig/Berlin 1926.

50. Jean de Charpentier, Essai sur les glaciers. Lausanne 1841.

51. Georges Depape, Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône. Ann. sc. nat. Dix^e série botanique. t. IV. Nos 3 et 4. Paris, Masson et Cie. 1922.

52. Barthel Eberl, Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande, ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Aufnahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. Dr. Benno Filser Verlag, Augsburg 1930.

53. Roman Frei, Monographie der schweizerischen Deckenschotter. Beitr. 67. Liefg. Bern 1912.

54. Roman Frei, Geologische Karte Lorze-Sihlsprung, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 70. 1912.

55. Roman Frei, Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beitr. 71. Liefg. Bern 1912.

56. J. Früh, Über postglazialen, intramoränischen Löss (Löss-Sand) im schweiz. Rhonetal. Ecl. Vol. VI. Heft 1. 1899.

57. J. Früh, Der postglaziale Löss im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lössfrage im allgemeinen. Zürcher Viert. 1899.

58. J. Früh, Über postglazialen, intramoränischen Löss (Löss-Sand) bei Andelfingen, Kt. Zürich. Zürcher Viert., Jahrg. 48. 1903.

59. Gagel, Über einige nordwestdeutsche Interglaziale. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst. XLVIII, 1927. Berlin 1926.

60. Elie Gagnebin, Mündliche Mitteilung.

61. H. Gams, Die Bedeutung der Palaeobotanik und Mikrostratigraphie für die Gliederung des mittel-, nord- und osteuropäischen Diluviums. Zeitschr. Gletscherkunde, Bd. XVIII, Heft 4/5. 1930.

62. Gerard de Geer, Schwankungen der Sonnenstrahlen seit 18000 Jahren. Sonderdruck Geol. Rundschau, Bd. XVIII, 1927, Heft 6.

63. Ed. Gerber, Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., XL, Abt. 2. 1905.

64. Ed. Gerber, Resultate einiger Bohrungen in Bern und Gümligen aus dem Jahre 1919. Berner Mitt. 1919.

65. Ed. Gerber, Neuere geologische Untersuchungsergebnisse aus der Umgebung von Bern. Berner Mitt. 1920.

66. Ed. Gerber, Einige Querprofile durch das Aaretal mit Berücksichtigung der letzten Bohrungen und Tunnelbauten. Berner Mitt. 1923.

67. Ed. Gerber, Geologische Karte von Bern und Umgebung, 1 : 25000. Bern 1926.

68. ED. GERBER, Die Bodenverhältnisse der Gemeinde Bern. Beitr. z. Statistik d. Stadt Bern, 1931.

69. ED. GERBER, W. RYTZ, TH. STUDER, Die diluvialen Schieferkohlen (Torflager) von Gondiswil-Zell; in: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. geotechn. Serie, VIII. Lief., Bern 1923.

70. MAURICE GIGNOUX, Les formations marines pliocènes et quarternaires de l'Italie du sud et de la Sicile. Baillère & fils, Paris 1913.

71. H. GÜNZLER-SEIFFERT, P. BECK und MITARBEITER, Geol. Atlas der Schweiz 1 : 25000. Blatt 395. Lauterbrunnen 1933.

72. A. GUTZWILLER, Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Basler Verh. Bd. X. 1894.

73. OSWALD HEER, Die Urwelt der Schweiz. Zürich 1858.

74. ALBERT HEIM, Die Entstehung der alpinen Randseen. Zürcher Viert., XXXIX, 1894.

75. ALBERT HEIM, Ein Profil am Südrande der Alpen, der Pliozänfjord der Breggiaschlucht. Zürcher Viert. Jahrg. 51, p. 1—49. 1906.

76. ALBERT HEIM, Geologie der Schweiz. Chr. H. Tauchnitz, Leipzig 1919.

77. ALBERT HEIM, Bergstürze und Menschenleben. Krebs und Wasmuth, Zürich 1932.

78. ARNOLD HEIM und JAKOB OBERHOLZER, Geologische Karte der Alviergruppe. Beitr. Spez. K. 80. 1917.

79. WERNER HEISSEL, Quartärgeologie des Silltales. Jahrb. Geol. Bundesanstalt, Bd. 82. Wien, 1932.

80. J. HUG, Geologische Karte von Andelfingen, 1 : 25000, Beitr. Spez. K. 34. 1905.

81. J. HUG, Geologische Karte des Rheinfalls, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 35. 1905.

82. J. HUG, Geologische Karte von Kaiserstuhl, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 36. 1905.

83. J. HUG, Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich und der angrenzenden Landschaften. Beitr. N. F. Lief. 15. 1907.

84. J. HUG, Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 3, 1909.

85. J. HUG, Eine Flussverschiebung im Tösstal. Ecl. Vol. XI. 1910.

86. J. HUG, Die letzte Eiszeit in der Umgebung von Zürich. Zürcher Viert. 61. Jahrg., 3. u. 4. Heft, 1916. 62. Jahrg., 1. u. 2. Heft, und Festschrift d. Schweiz. Naturf. Ges. in Zürich, 1917.

87. J. HUG, Protokoll der Exkursion nach Glattfelden, Rheinfelden, Eglisau. Zürcher Viert. 62. Jahrg., 3. u. 4. Heft, 1917.

88. J. HUG, Die Schwankungen der ersten Eiszeit. Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 99. Jahresvers. Zürich 1917.

89. J. HUG, Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Annalen der Schweiz. Landeshydrographie, Bd. III, Bern 1918.

90. J. HUG, Der Bergsturz am Türlersee (Kt. Zürich), Zürcher Viert. 64. Jahrg., 1. u. 2. Heft, 1919 (Festschrift Albert Heim).

91. J. HUG, Die Schweiz im Eiszeitalter. Rascher & Co., Zürich 1919.

92. J. HUG, Geologisches Gutachten. In: A. Sonderegger: Wasserwirtschaftsplan der Thur und ihrer Nebenflüsse. — Publ. d. Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Nr. 6. St. Gallen 1920.

93. J. Hug, Geologisches Gutachten. In: J. Büchi: Wasserwirtschaftsplan des Tössgebietes. Publ. d. Schw. Wasserwirtschaftsverbandes, Nr. 7, Winterthur 1920.

94. J. HUG, Geologischer Bericht. In: K. Ganz: Wasserwirtschaftsplan der Glatt. Publ. Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Nr. 8, Oerlikon, 1920.

95. J. HUG, Zur Gliederung der Hochterrasse im Limmat- und Glattal. Ecl. Vol. 25, Nr. 2, 1932.

96. J. HUG, Persönliche Mitteilung.

97. A. JEANNET, Carte géologique de la région des Tours d'Aï, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 68, 1912.

98. A. JEANNET, Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zürich et de Walenstadt. Bern, A. Francke 1923 in: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. geot. Serie VIII. Liefg.

99. FR. JENNY, A. BALTZER und E. KISSLING, Geologische Exkursionskarte der Umgebungen von Bern, 1 : 25000, 1891.

100. JESSEN-MILTHERS, Stratigraphical and paleontological Studies of Interglacial Freshwater Deposits in Jutland and Northwest Germany. Danm. Geol. Unders. II. R. 48, Kopenhagen. 1928.

101. EMANUEL KAYSER, Lehrbuch der Geologie, Bd. IV. Stuttgart. 1924.

102. R. VON KLEBELSBERG, Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verh. d. geol. Bundesanstalt, Nr. 2/3, Wien. 1922.

103. R. VON KLEBELSBERG, Beiträge zur Geologie der Südtiroler-Dolomiten. I. Teil. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 79. Bd. 1927.

104. F. KLUTE, Können Polverschiebungen und die Strahlungskurve von M. Milankowitch die letzte Vereisung erklären? Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde, Giessen XIII, 1929.

105. W. KÖPPEN und A. WEGENER, Die Klimate der geologischen Vorzeit. Bornträger, Berlin. 1924.

106. L. KOBER, Lehrbuch der Geologie. Wien 1923.

107. BERNHARD FRIEDRICH KUHN, Versuch über den Mechanismus der Gletscher. Im „Magazin für die Naturkunde Helvetiens" I. Bd. Herausgegeben von A. Höpfner. 1787.

108. JOSEF LADURNER, Die Quartärablagerungen des Sellrain (Stubaier Alpen). Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 82. Bd. 1932.

109. H. LINIGER und W. T. KELLER, Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25000. Blätter: 92 Movelier, 93 Soyhières, 94 Delémont, 95 Courrendlin (Atlasblatt 1) samt Erläuterungen. Bern 1930.

110. FRITZ MACHATSCHEK, Tal- und Glazialstudien im obern Inngebiet. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 76, Wien 1933.

111. FRITZ MACHATSCHEK und W. STAUB, Morphologische Untersuchungen im Wallis. Ecl. Vol. XX. 1927.

112. J. MEISTER, Neuere Beobachtungen aus den glacialen und postglacialen Bildungen um Schaffhausen. Beil. Jahresb. Gymn. Schaffhausen 1898.

113. M. MILANKOVITCH, Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthier-Villars, Paris 1920.

114. A. (DE) MORLOT, Notice sur le quarternaire en Suisse. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. IV. 1854.

115. A. (DE) MORLOT, Über die quartärnen Gebilde des Rhonegebiets. Verh. d. Allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. St. Gallen. 1854.

116. F. MÜHLBERG, Der Boden von Aarau. Festschrift der Kantonsschule Aarau 1896.

117. F. MÜHLBERG, Geologische Karte der Lägern, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 25, 1901.

118. F. MÜHLBERG, Unteres Aare-, Reuss- und Limmattal, 1 : 25000. Beitr. Spez. K. 31, 1904.

119. F. MÜHLBERG, Geologische Karte von Aarau und Umgebung, 1 : 25000. Mit Erläuterungen. Beitr. Spez. K. Nr. 45, 1908.

120. F. MÜHLBERG, Geologische Karte des Hallwilersees, 1 : 25000. Mit Profiltafel und Erläuterungen. Beitr. Spez. K. Nr. 54, 1910.

121. F. MÜHLBERG und P. NIGGLI, Geologische Karte des Gebietes Roggen–Born–Boowald (Oensingen–Aarburg–St. Urban) 1: 25000 mit Erläuterungen. Beitr. Spez. K. 67, 1913.

122. PAUL NIGGLI, Geologische Karte von Zofingen, 1: 25000. Beitr. Spez. K. 65. 1912.

123. J. NÜESCH, Das Kesslerloch, eine Höhle aus paläolithischer Zeit. Neue Grabungen und Funde. Mit Beiträgen von TH. STUDER und O. SCHÖTENSACK. Neue Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. 39, VIII. 1904.

124. J. NÜESCH, TH. STUDER, A. NEHRING, usw., Das Schweizersbild, eine Niederlassung aus paläolithischer und neolithischer Zeit. Neue Denkschr. allg. Schweiz. Ges. Naturw. Bd. 35. 1896.

125. F. NUSSBAUM, Über die Schotter im Seeland. Berner Mitt. 1907.

126. F. NUSSBAUM, Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers bei Wangen a. d. Aare. Wiss. Mitt. Schweiz. Alpin. Museum, Bern 1910.

127. F. NUSSBAUM, Über den Nachweis von jüngerm Deckenschotter im Mittelland nördl. von Bern. Ecl. 1920.

128. FRITZ NUSSBAUM, Exkursionskarte der Umgebung von Bern. Mit bes. Berücksichtigung der Quartärbildungen, 1 : 75000. Kümmerly & Frey, 1922.

129. FRITZ NUSSBAUM, Das Moosseetal, ein diluviales Fluss- und Gletschertal. Berner Mitt. 1927.

130. F. NUSSBAUM und B. AEBERHARDT, Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die diluvialen Schottergebiete der Aare und der Emme. Ecl., Vol. XI. Nr. 6, 1912.

131. LÉON DU PASQUIER, Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. XXXI. Liefg. Bern 1890.

132. A. PENCK, Die Höttingerbreccie und die Inntalterrasse nördlich von Innsbruck. Abh. d. preuss. Ak. d. Wiss., math. physik. Kl., 1920.

133. A. PENCK, Ablagerungen und Schichtstörungen der letzten Interglazialzeit in den nördlichen Alpen. Sitz.-Berichte Preuss. Ak. d. Wiss., math.-physik. Kl. XX. 1921.

134. A. PENCK und E. BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1902—1909.

136. A. PENCK, ED. BRÜCKNER et L. DU PASQUIER, Le système glaciaire. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel, XXII. 1893/94.

137. ALFRED PHILIPPSON, Der Rhein als Naturerscheinung. Geogr. Zeitschr. 39. Jahrg. 1933. 1.—2. Heft. Leipzig und Berlin.

138. KAZIMIERZ PIECH, Das Interglazial in Szczerców (östlich von Wielun-Wojewodschaft Lódz). Ann. Soc. Géol. Pologne, VIII/2. — 1932.

139. JOHN PLAYFAIR, Illustrations of the Huttonian Theory. 1802/1816. In: The Work of John Playfair. § 349. I. 1822.

140. JOZEF PREMIK, Über die Ausbildung und Gliederung des Diluviums im südwestlichen Teil Mittelpolens. Ann. Soc. Géol. Pologne, VIII/2. — 1932.

141. QUARTÄRKARTE EUROPAS. Richtlinien für die Sammlung des Materials für die Internationale Quartärkarte 1 : 1,5 Millionen.

142. HEINRICH QUIRING, Die zeitlichen Beziehungen der Flussterrassen Europas und Nordafrikas zu den Menschheitskulturen. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart. 1930.

143. O. REITHOFER, Über den Nachweis von Interglazialablagerungen zwischen der Würmeiszeit und der Schlussvereisung im Ferwall- und Schönferwalltal. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 81. Bd. 1931. Heft 1 und 2. Wien.

144. R. RUTSCH, Geologische Karte des Belpberges 1 : 25000. Kümmerly & Frey. Bern. 1926.

145. W. RYTZ, Über interglaziale Floren und interglaziale Klimate, mit besonderer Berücksichtigung der Pflanzenreste von Gondiswil-Zell und Pianico-Sellere. Festschr. C. Schröter. Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich. 1925.

146. MATTI SAURAMO, The quarternary geology of Finland. Bull. comm. géol. de Finlande. Helsinki-Helsingfors 1929.

147. F. X. SCHAFFNER, Lehrbuch der Geologie. Wien 1924.

148. E. SCHUMACHER, Übersicht über die Gliederung des elsässischen Diluviums. Ber. geol. Landesunt. Elsass-Lothringen f. 1891 Bd. III. 1892.

149. W. SZAFER, Entwurf einer Stratigraphie des polnischen Diluviums auf floristischer Grundlage. Annal. Soc. Géol. Pologne V, Krakau. 1928.

150. TANNER et MADSEN, Compte rendu de la Réunion géol. intern. à Copenhague 1928. Copenhague chez C. A. Reitzels Forlag 1930.

151. K. TROLL, Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. Mittl. geogr. Ges., München. XVIII. Bd. 1/2. H. 1925.

152. K. TROLL, Neue Probleme der Eiszeitforschung. (Zu Paul Woldstedts „Das Eiszeitalter", 1929) Geogr. Anz. Jahrg. 1930, Heft 7.

153. K. TROLL, Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. (Zu B. Eberls gleichnamigem Werk.) Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. XXIV. 1931.

154. IGNATZ VENETZ, Vortrag an der Jahresversammlung d. Schweiz. Naturf. Ges. auf dem Grossen St. Bernhard 1829.

155. IGNATZ VENETZ, Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Denkschr. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw. I, II. 1833.

156. JUL. WEBER, Die Schieferkohlen in Mörschwil (St. Gallen). In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. Beitr. geotechn. Serie, VIII. Lief. Bern 1923.

157. L. WEHRLI, Über den Kalktuff von Flurlingen bei Schaffhausen. Zürcherviert. 1894. (Über die Schnecken s. Gutzwiller, Baslerverh. 1894.)

158. A. WINKLER, Über die Beziehungen zwischen Sedimentation, Tektonik und Morphologie in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. Sitz.ber. Ak. d. Wiss., math.-nat. Kl. Abt. I, 132. Bd. 9. und 10. Heft. 1923.

159. PAUL WOLDSTEDT, Die Parallelisierung des nordeuropäischen Diluviums mit dem anderer Vereisungsgebiete. Zeitschr. Gletscherk. Bd. XVI. 1928.

160. PAUL WOLDSTEDT, Das Eiszeitalter; Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart 1929.

161. PAUL WOLDSTEDT, Die äusserste Grenze der letzten Vereisung und ihr Rückzug auf den Britischen Inseln. (Kärtchen mit Grenze d. grössten Vereisung nach J. K. Charlesworth.) Zeitschr. Gletscherk. Bd. XVIII. 1930.

162. PAUL WOLDSTEDT, Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt, Bd. 52, 1931.

163. S. YAKOVLEV und MITARBEITER, Map of Quarternary deposits of the European part of the U. S. S. R. and the adjacent regions, 1 : 2500000, 1932. Moskau.

Nachtrag.

164. CZARNOCKI, Sur les glaciations de la partie centrale du Massif de Ste Croix. C.-R. Sc. serv. géol. Pologne. 1927. Diluvium des Swilty-Krzyz-Gebirges. Mittelpolnischer Stausee. — Allgemeine Bemerkungen über das Alter der polnischen Vereisungen. — Sep. a. VII. Jahrg. 1930 der Poln. geol. Ges.

165. CH. DEPÉRET, L'histoire fluviatile glaciaire de la vallée du Rhône aux environs de Lyon (C. R. Acad. des Sc. t. CLVII., p. 532 et p. 564, 1913).

166. CH. DEPÉRET, Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires. C. R. Acad. des Sc., Paris. 1918 t. 1—5, 1919, t. 1. 1920 t. 1—2.

167. G. DUBOIS, Le Flandrien et la transgression flandrienne de la Manche à la région Dano-Finno-scandique. C.-R. réunion géol. int. à Copenhague, 1928. Copenhague 1930.

168. H. GAMS (Innsbruck), Über einige Korrelationen und Altersbestimmungen im Nord-, Ost- und Mitteleuropäischen Quartär. Ukrainian Academy of Sciences, Symposium edited as a memorial to the Late Academician P. A. Tutkowsky. Vol. I. 1931.

169. D. GEYER, Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste. Jahresb. u. Mitt. d. Oberrheinischen geol. Ver. Bd. 4. Jahrg. 1914. Stuttgart.

170. B. HALICKY, 1932, L'état actuel de notre connaissance du Quaternaire en Pologne. Transact. II. Conf. intern. etc. Léningrad-Moscou, p. 45—51. 1932.

171. ALBERT HEIM, Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliozänfjord der Breggiaschlucht. Viert. Nat. Zürich. Jahrg. 51. 1906.

172. JULIUS HESEMANN, Die bisherigen Geschiebezählungen aus dem norddeutschen Diluvium. — Zeitschrift für Geschiebeforschung, 8. 1932.

173. A. JEANNET, Les charbons feuilletés de la Suisse occidentale. Les charbons feuilletés du Signal-de-Bougy (Vaud). Les Argiles et marnes dites à lignites des environs de Genève. Mat. cart. géol. Suisse, Série géotechnique, livr. VIII. Berne 1923.

174. W. KILIAN, Contribution à l'histoire de la vallée du Rhône à l'époque pléistocène. Le défilé de Fort-l'Ecluse (Ain). Ann. de Glaciologie, t. VI, 1911.

175. W. KILIAN et J. RÉVIL, Etudes sur la période pléistocène (quaternaire) dans la partie moyenne du bassin du Rhône. Ann. Univ. de Grenoble, t. XXIX 1917. t. XX 1918. t. XXI.

176. M. KLIMASZEWSKI, Some problems, of the glaciation in Poland. — Ann. Soc. géol. Pologne, 8, II, p. 227—236. Krakaw 1932.

177. W. I. KROKOS, Quartäre Ablagerungen des Bezirkes Winniza (Ukraine). — Die Quartärperiode, 1—2. Kiew 1931.

178. W. I. KROKOS, Stratigraphie der quartären Ablagerungen der Ukraine. Die Quartärperiode, 4, Kiew 1932 [1932 a].

179. W. I. KROKOS, Die Quartärablagerungen in der Umgebung von Dnjepropetrowsk. Exk. Führer, II. intern. Konf. usw. 1932.

180. F. MÜHLBERG, Der Boden des Aargau. — Mitt. Natf. Ges. XII. Heft. Aarau 1911 (Festschrift zur 100-Jahresfeier).

181. L. A. NECKER, Etudes géologiques dans les Alpes.

182. HENRY FAIRFIELD OSBORN and CHESTER A. REEDS, Old and new standards of pleistocene division in relation to the prehistory of man in Europe. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 33, July 1922.

183. DU RICHE PRELLER, On fluvio-glacial and interglacial deposits in Switzerland. Quart. J. Geol. Soc. London LI, 1895.

184. N. THÉOBALD, Observations sur la basse terrasse du Rhin en aval de Bâle. Bull. Soc. industrielle de Mulhouse, Janvier 1933.

185. P. TESCH, La séparation stratigraphique pliocène-plistocène en Europe. C.-R. Réunion géol. int. à Copenhague 1928.

186. ARMIN WEBER, Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordschweiz. Winterthur 1928.

187. P. WOLDSTEDT, Die äusserste Grenze der letzten Vereisung und ihr Rückzug auf den Britischen Inseln. Z. f. Gletscherkunde Bd. XVIII. Heft 1/3, 1930.

188. P. WOLDSTEDT, Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanstalt 1933, Bd. 54.

189. A. DUBOIS † u. H. G. STEHLIN, La grotte de Cotencher, station moustérienne. Mém. Soc. Pal. Suisse. Vol. LII—LIII, Basel 1933.

Manuskript eingegangen am 8. August 1933
mit Nachträgen vom Dezember 1933.