

Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit

Autor(en): **Hantke, René**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **51 (1958)**

Heft 1

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162431>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit

Von René Hantke, Zürich

Mit 2 Tafeln (I und II)

Gedruckt mit Unterstützung der Stiftung Amrein-Troller, Gletschergarten, Luzern

Im Zusammenhang mit geologischen Detailaufnahmen für die Kartenblätter Rigi (LK 1151), Ibergereg (LK 1152) und Muotathal (LK 1172), die im Auftrage der Schweiz. Geologischen Kommission ausgeführt wurden, galt es, auch den jung-eiszeitlichen Bildungen, insbesondere den Moränen und Erratikern, vermehrte Aufmerksamkeit zu schenken. Dies konnte nur über ein grösseres Gebiet hinweg, mit mehreren glazialgeschichtlichen «Fixpunkten», die immer wieder eine gegenseitige Kontrolle erlauben, einigermassen erfolversprechend geschehen. So wurden denn hierfür die Grenzen schon vor Jahren etwas weiter gesteckt, um dadurch den Anschluss ans untere Reusstal und ans Zürichsee/Limmattal und damit an die altbekannten Moränenstadien zu gewinnen. Dabei musste allerdings auf eine feinere Gliederung der zwischen den äussersten Wallmoränen und des Zürichstadiums sich einschaltenden Zwischenstadien – wie dies R. F. RUTSCH (1947) und P. BECK (1943) für den Rhone/Aaregletscher und R. HUBER (1956) neulich für den Rheingletscher versuchten – verzichtet werden, da sich derart feine Schwankungen wohl im Zungengebiet mehr oder weniger deutlich abzeichnen, im alpinen Raum – dem wir uns im folgenden vor allem zuwenden wollen – ohnehin kaum mehr wahrgenommen werden können.

Leider konnten die Randgebiete W der Reuss und E der Linth nur cursorisch begangen werden, so dass sich die verwendeten Daten in diesen Abschnitten vor allem auf Literaturangaben und auf die bestehenden geologischen Karten stützen.

Anregende Diskussionen mit den Herren Prof. R. STAUB und H. SUTER sowie mit Herrn Dr. h. c. R. STREIFF-BECKER liessen manche Probleme reifen und halfen mit, da und dort nach plausiblen Lösungen zu suchen. Ihnen allen, wie auch Herrn Dr. S. WYDER, der mich zuweilen auf meinen Begehungen begleitete, sei daher herzlich gedankt. Besonderer Dank gilt ferner der Stiftung AMREIN-TROLLER, Gletschergarten Luzern, welche die Drucklegung der vorliegenden Arbeit durch einen namhaften Kostenbeitrag unterstützte.

DER REUSSGLETSCHER

Während der letzten Eiszeit erfüllte der Reussgletscher als gewaltiger Eisstrom die zentralschweizerischen Alpentäler und die Becken der heutigen Randseen, reckte seine Arme weit ins Mittelland vor und reichte zur Zeit des Eishochstandes mit den äussersten Enden bis gegen Willisau, Dagmersellen, Zetzwil, Seon, Othmarsingen, Mellingen und Birmensdorf.

Mit der Eistransfluenz über den flachen Sattel des Mutschellen gelangte damals Eis des Reussgletschers aus dem aargauischen Reusstal ins Limmattal, so dass an den linken Talhängen zwischen Rudolfstetten und dem Limmattal Moränenmaterial aus dem Einzugsgebiet des Reussgletschers zur Ablagerung gelangte. Damit ist auch bereits ein erster sicherer Anschlusspunkt für die zeitliche Korrelation mit dem damals bis Killwangen, Würenlos, Sünikon, Stadel und Bülach reichenden Linthgletscher gewonnen.

An den Talhängen des aargauischen Reuss- und Bünztales steigen die Wälle gegen die Alpen hin allmählich immer höher und lassen sich einerseits über den südlichen Lindenberg ins Seetal verfolgen, anderseits hinüber in den Taltorso Hedingen–Bonstetten–Wettswil. Im Lieliwald am südlichen Lindenberg (3,5 km W Auw) erreichen sie dabei auf 840 m Höhe ihre höchste Lage. Die noch etwas höher gelegenen Wallreste dürften einem kurzfristigen Vorstoss entsprechen, der sich auch im Birrfeld S von Brugg durch äusserste Wallformen abzeichnet. Dagegen sind die ausgedehnten und stellenweise recht bedeutenden Grundmoränenmassen zwischen Schlatt (4 km SW Muri) und Zinggenwald (2 km SE Sarmensdorf), analog den höchsten Moränenvorkommen am Zuger- und am Walchwilerberg, als Ablagerungen der vorletzten Vergletscherung zu betrachten. Die Darstellung von J. KOPP (1945) auf dem geologischen Atlasblatt Beromünster–Eschenbach bedarf hier einer kleinen Korrektur. Die von ihm am südlichen Lindenberg (Lieliwald) als Wall des Schlierenstadiums aufgefasste Moräne ist einem höheren Eisstand, dem Mellinger-(= Killwangen–Würenlos)-Stadium, zuzuordnen. Während des Schlierenstadiums reichte das Eis am südlichen Lindenberg nur noch bis Stöckenhof (= Stöck TA, 3 km W von Auw), wo allerdings J. KOPP (1945) keinen Wall angibt. Von dort steigen die Wälle beidseits talwärts, dämmen bei Seengen den Hallwilersee ab, während sie bei Wohlen und Stetten die schotter erfüllten Täler der Bünz und der Reuss queren. Für die beiden Zungen des würmeiszeitlichen Reussgletschers ergeben sich am Lindenberg folgende Gefällswerte:

Für die Wallmoränen des Maximalstadiums zwischen Müswangen und Fahrwanger Höhi $15,5\text{‰}$ auf der W-Seite und zwischen Chuehübel (4 km SSW von Muri) und Ober-Niesenberg (2,5 km W Boswil) 15‰ auf der E-Seite; für die Moränen des Stetten(= Schlieren)-Stadiums zwischen Linden (1,5 km NE von Hitzkirch) und Nieder-Schongau 14‰ und zwischen Geltwil und Buechli (2 km W von Muri) 18‰ .

Versuchen wir nun, vom Lindenberg ausgehend, die entsprechenden Stadien am Zugerberg festzustellen. Am südlichen Lindenberg treffen wir die höchsten Würmmoränen im Lieliwald auf 840 m, am Zugerberg auf 950 m. Die Ortsdistanz dieser Moränenvorkommen beträgt 18 km, auf die Komponente in der Fliessrichtung des Eises entfallen jedoch nur rund 10 km. Daraus errechnet sich ein Gefälle für die würmeiszeitliche Gletscheroberfläche während des Mellingerstadiums von 11‰ für den Abschnitt zwischen dem unteren Zugersee und Mäschwanden. Zwischen dem 1040 m hoch gelegenen Moränenwall auf Seebodenalp an der NW-Abdachung der Rigi und dem Lindenberg ergibt sich ein Gefälle von 10‰ . J. KOPP (1945, p. 237) betrachtet allerdings die bereits von F. J. KAUFMANN (1872) und L. RÜTIMEYER (1877) erkannte Seitenmoräne des Reussgletschers auf der Seebodenalp als Wall des Rissmaximums, was um so mehr erstaunt, als er fort-

fährt, dass im Tälchen von Rüttersplangg (zwischen Seebodenalp und Rigi-Kulm) die Findlinge der Riss-Eiszeit noch um 50 m weiter hinaufreichen. Für das Stetten (= Schlieren)-Stadium resultiert zwischen Berghof (2 km SE von Zug) und Stöckenhof (3 km W von Auw) ein solches von 12‰ , bei einer Distanz in der Fließrichtung des Eises von 3,5–4 km. Für das Bremgarten/Ermensee (= Zürich)-Stadium ist – zufolge der in der Fließrichtung nur etwa 1 km betragenden Komponente zwischen Ussergrüt (1,5 km E von Zug) und Sennweid (1,5 km NW von Hohenrain) – kaum mit einem nennenswerten Niveauunterschied zu rechnen; doch dürfte das Gefälle der Gletscheroberfläche etwa $10\text{--}15\text{‰}$ betragen. Dass dieses für den Abschnitt zwischen Zugerberg und Lindenberg somit etwas geringer ist als am bereits zungennäher gelegenen Lindenberg selbst, erscheint sehr verständlich. Für das Teilstück zwischen Zugerberg und Lindenberg sind denn auch kaum nennenswerte postglaziale Bewegungen anzunehmen, obwohl sich beim Verfolgen der Wälle da und dort Kleinformen zeigten, die sehr wohl auf späte, allfällig postglaziale epirogenetische Bewegungen zurückgeführt werden könnten.

Mit wechselnder Deutlichkeit lassen sich die Wälle der drei Gletscherstände vom Zugerberg südwärts bis zum Rufiberg, der nordwestlichen Höhenterrasse des Rossberges, verfolgen. Aus der Lage der Ufermoränenreste ergibt sich für die Gletscheroberfläche des Maximalstandes zwischen Arth und Zug ein Gefälle von $12,5\text{‰}$, für das Stetten (= Schlieren)-Stadium ein solches von 13‰ und für das Bremgarten (= Zürich)-Stadium ein solches von $13,5\text{‰}$.

Die oberhalb des obersten deutlich ausgeprägten Walles gelegenen, stark vertorften und kaum gegliederten Moränenmassen von Zugerberg–Hochwacht und der Walchwiler Oberallmend werden auch von ROMAN FREI (1914, S. 61) als der vorletzten Vergletscherung angehörig betrachtet.

Im Talkessel von Schwyz–Lauerz lag während der letzten Eiszeit ein mächtiger Eiskuchen, der wie aus den höchsten Wallmoränenresten auf der Weid (2,5 km SW von Seelisberg), im Stoosgebiet, am Hochstuckli bei Uzenberg und Giselberg, am Engelstock und auf dem Mostelberg hervorgeht, etwa bis auf 1200–1300 m hinaufreichte und dessen Oberfläche vom Fronalpstock zum Engelstock kaum nennenswert abfiel. Durch die auffällige Häufung von Reusserratikern in entsprechender Höhenlage an der östlichen Rigi-Hochfluhkette, am Gottertli und auf der Alp Schwand, wird die Eisrandlinie des Würmmaximums auch am Nunataker der Rigi deutlich markiert (vgl. A. BUXTORF 1916, S. 49–50). Gegen W sinkt dieser Gürtel gehäufter Reusserratiker allmählich ab: W Gätterli, zwischen Hochflue und Scheidegg, finden wir ihn auf etwa 1120 m, westlich der Fälmisegg, dem Sattel zwischen Vitznauerstock und Scheidegg, etwa um 1070 m und endlich auf der Seebodenalp, wo dieser Eisstand wiederum durch einen eindrücklichen Wall dokumentiert wird, in 1040 m. Die höher gelegenen Erratiker, die an der Rigi-Scheidegg bis auf nahezu 1260 m (J. KOPP, 1945, S. 237) und auf der NW-Seite des Gottertli gar bis auf 1370 m hinaufreichen (A. BUXTORF, 1916, S. 49) wurden bereits zur Risseiszeit dorthin verfrachtet.

Während der durch das Zugerseebecken abfließende Arm des Reussgletschers bis zum Rufiberg ein Gefälle von 12‰ aufwies, betrug dasjenige des durch das Vierwaldstätterseebecken sich bewegenden Eisstroms bis zur Seebodenalp nur etwa 8‰ . Dies ist offenbar auf die bedeutenderen Gletscherzuflüsse aus dem

Engelbergertal und auf das aus dem Oberhasli über den Brünigpass ins Obwaldnertal abfliessende Eis zurückzuführen. Andererseits mag auch die Abzweigung der über Morgarten ins Lorzetal und über Rothenthurm gegen Biberbrugg abströmenden Eisarme auf das stärkere Gefälle des Zugerseearmes eingewirkt haben.

Der gegen Biberbrugg vorrückende Eisarm des Reuss/Muotagletschers reichte während des Würmmaximums bis etwas über die Dritte Altmatt, wo zwischen Wijer und Schlänggli, zwei flache, bogenförmig gekrümmte Wälle die weite Talsohle queren. Besonders markant treten die zugehörigen rechtsseitigen Ufermoränen hervor, die beim Stigersstafel und beim Cholmattlichrüz (NE von Rothenthurm) kammartige Wälle bilden. Über Unterberg, Geissgütsch lassen sie sich bis Mostel verfolgen, wo der würmeiszeitliche Reuss/Muotagletscher, wie bereits bemerkt, bis auf rund 1200 m hinaufreichte.

Analog wie der würmeiszeitliche Reussgletscher unterhalb Mellingen zeitweise noch etwas über die äussersten deutlichen Endmoränenwälle vorsties, so scheint auch die Endmoräne von Schlänggli noch nicht den äussersten Eisstand darzustellen. Aus den fächerartig auseinanderstrahlenden flachen Wällen zu schliessen, mag der über den Pass von Rothenthurm vorrückende Gletscherarm mit seiner äussersten Zunge zeitweise bis gegen Biberbrugg gereicht haben.

Ein weiterer, flacher Endmoränenwall beginnt auf der rechten Talflanke des Hochtales von Rothenthurm, bei der Zweiten Altmatt, und streicht schief über den Talgrund. Entsprechend der 50–80 m tieferen Lage der zugehörigen Seitenmoränen und der rund 2 km alpeneinwärts gelegenen Stirnmoräne dürfte diese Eisrandlage das Schlierenstadium des Linthgletschers und damit das Stadium von Stetten im unteren Reusstal dokumentieren. Seitenmoränenreste dieses Stadiums finden sich bei Gwerderstafel zwischen der Ersten und der Zweiten Altmatt, bei Hueb, Ried, oberhalb Janseren und auf Chronenried, nördlich des Engelstocks, wo der Eisstrom damals bis gegen 1100 m hinaufreichte. Im Talkessel von Schwyz finden sich nur undeutliche Moränenbildungen, die diesem Stadium zugeordnet werden können, so 300 m westlich des Engelstocks und unterhalb Unter-Uzenberg. Am Westabhang der Mythen wurden allenfalls ursprünglich vorhandene Wallmoränen durch spätere Lokalgletschervorstösse sowie durch nachstürzende Bergsturm Massen weitgehend zerstört, so dass sich in diesem Abschnitt keine weiteren Belege für die Eishöhe im Raume von Schwyz während des Schlierenstadiums finden lassen. Immerhin dürfte die Annahme, dass diese damals zwischen 1100 und 1150 m lag, den tatsächlichen Verhältnissen ziemlich nahekommen, stellt sich doch auf der W-Seite der Mythen S von Schwändi in 1142 m und N von Günterigs in ca. 1140 m eine deutliche Verflachung ein.

Zur Zeit des Zürich-Vorstosses vermochte der gegen Rothenthurm vorrückende Eisarm nur noch bis Biberegg vorzustossen. Obwohl daselbst nur undeutliche Moränenreste zu erkennen sind, so wird dieser Gletschervorstoss durch Seitenmoränenwälle bei Unteri und unterhalb Janseren eindrucklich markiert. Im Talkessel von Schwyz reichte damals der Eispanzer noch auf rund 1000 m Höhe, was neben einer Reihe von mehr oder weniger ausgeprägten Moränenresten auf der Südseite des Engelstocks und des Hochstuckli vor allem durch die am nördlichen Fronalpstock zwischen Reuss- und Muotagletscher sich einstellende Mittel-

moräne belegt wird, welche im Wissfluewald über der Stoosstrasse (3 km ESE von Brunnen) bis auf etwa 1080 m hinaufreicht.

Über den Sattel entsandte der Rothenthurmer-Arm des Reuss/Muotagletschers eine Eiszunge ins Tal des Aegerisees, die sich zur Zeit des Würmmaximums im Lorzetobel bei Neuaegeri wieder mit dem das Zugerseebecken füllenden Hauptarm vereinigte, so dass damals der Rossberg rundum von Eis umgeben war. An den beiden Talflanken hinterliess auch dieser Gletscherstrom da und dort Ufermoränen. Dem Maximalstand sind auf der linken Talseite die Wallreste bei Gletti¹⁾, Sod (1055 m), 1,5 km W Brandhöchi (985 m), Im Fang (auf 910 m im Talkessel des Hürital) und bei Vorder Chüwart zuzuzählen. Durch den Wall von Vorder Chüwart wurde der Hafenbach zeitweise zum Gletscherrandsee gestaut (ROMAN FREI, 1914, S. 7). Die Moränenvorkommen bei Waldschlag, Hostettblätz, Vorder und Hinter Schneit (vgl. ROMAN FREI, 1914, S. 7) markieren diesen Eisstand auf der rechten Talseite. Die Moränen auf der Rapperenflue, beim Bomerhüttli und am Sonnenhang bei Schwändi, Mattli und Hinterbüel dagegen dürften, zufolge ihrer um rund 50 m tieferen Höhenlage, bereits dem Stetten-(= Schlieren)-Stadium zuzuordnen sein.

Zur Zeit des Bremgarten-(= Zürich)-Stadiums stirnte der Aegerilappen etwas unterhalb von Unteraegeri, dokumentiert durch die schuttreichen, im Zungengebiet in mehrere eng hintereinander gelegene Wälle sich auflösenden Moränenzüge um Unteraegeri, am Dorfer- und am Mitteldorferberg.

Während des auf den Bremgarten-(Zürich-)Vorstoss folgenden Rückzuges schmolz der Aegerilappen an der schwächigsten Stelle, beim nahezu bis 800 m hinaufreichenden Riegel von Morgarten, durch.

Damit wurde das zufolge seiner Schattenexposition hinter dem Rossberg vor allzurasher Abschmelzung geschützte Eis des Aegeriseebeckens zur Toteismasse, während sich der Sattelarm des Reuss/Muotagletschers immer mehr zurückzog und schliesslich im Stadium von Gisikon (= Hurden) nur noch bis Spiegelberg-Ecce Homo-Steinerberg reichte.

Der durch das Vierwaldstätterseebecken abfliessende Eisstrom des Reussgletschers, der damals bei Gisikon (12 km unterhalb Luzern), stirnte, nahm bei Buochs einen Arm des Engelberggletschers auf und teilte sich am Querriegel des Bürgenstockes wie dieser, in zwei Arme, was durch die Wallreste von Ober Sassi (2 km W von Beckenried) und Waltersberg (3 km E von Stans) sowie durch die Mittelmoräne von Rotimatt (1,3 km SSE von Buochs) dokumentiert wird. Der andere Arm des Engelberggletschers wandte sich bei Stans westwärts und vereinigte sich mit dem durch das Drachenried vorstossenden Eislappen des über den Brünig transfluierenden Armes des Aaregletschers, dessen Haupteismasse jedoch durch das Tal der Sarner Aa und des heutigen Alpnachersees dem Chrüztrichter zustrebte, wo die beiden Eisströme einen deutlichen, unter dem Seespiegel noch weit hinaus sich abzeichnenden Mittelmoränenwall zurückliessen. Neben den Mittelmoränen von Murmatt-Allweg-Rotzberg W von Stans wird

¹⁾ J. KOPP (1947, S. 276) erwähnt diesen Moränenwall ebenfalls, gibt jedoch als Höhenlage statt 1110 m nur 1010 m an. Infolgedessen erhält er für das Gefälle des Aegeriarms vom Mostelberg bis Gletti (Hürital) für die längs der Eisstromlinie 4 km messende Strecke 2° (= $35^\circ/_{00}$) anstatt $20^\circ/_{00}$.

dieser Eisstand im Tal des Alpachersees durch die Seitenmoränenreste von Rengg (3 km NE von Alpnachstad) und von Rüti am nordöstlichen Muoterschwanderberg sowie durch den prachtvollen, das noch im Bremgarten/Zürich-Stadium völlig von Eis erfüllten Tälchen von Obbürgen abdämmenden Wall von Dönnimatt (1,5 km E von Stansstad) eindrücklich belegt.

Während zur Zeit des Gisikonerstadiums die drei grossen Eisströme, der Brünigarm des Aaregletschers, der Engelbergergletscher und der Reussgletscher mit seinen beiden Armen, dem Buochser- und dem Weggiserarm im Gebiet zwischen Stans und dem Chrüztrichter sich noch vereinigten, vermochte der vom Schwalmis und vom Oberbauenstock durch das Kohltal absteigende Gletscher den Haupttalgletscher gerade noch zu berühren. Wie schon H. J. FICHTER (1934, S. 121, 122) darlegte, konnte dieser bei Emmeten–Sagendorf nicht mehr in der innegehabten Richtung weiterfliessen, sondern wurde durch den im Becken von Gersau–Beckenried bis auf nahezu 800 m hinaufreichenden Reussgletscher nach WSW abgelenkt. Dabei hatte er bis zur Stirnmoräne bei Emmeten ein Gegengefälle von 40 m zu überwinden.

Dem gleichen Stadium sind auch die undeutlichen Wallreste von Frutt und von Seelisberg–Chilendorf zuzurechnen. Ein kleiner Eislappen des Reussgletschers erfüllte damals die Mulde des Seelisbergseelis. Dieser vermochte eben noch die Schwelle von Lauwenen zu überwinden und in Richtung auf Emmeten bis gegen Hattig vorzustossen, vereinigte sich aber nicht mehr mit dem Kohltalgletscher.

Diese beiden sicheren Anhaltspunkte für die Höhe der Gletscheroberfläche zur Zeit des Gisikonerstadiums, der Moränenwall von Seelisberg–Chilendorf einerseits und der bei Sagendorf abgelenkte Kohltalgletscher andererseits, gestatten nun, auch für das Gefälle des Reussgletschers während dieses Stadiums einen verlässlichen Durchschnittswert anzugeben. Für die 28 km messende Strecke längs den Stromlinien von Sagendorf bis zu den Endmoränen N von Luzern errechnet sich dieses zu 13‰ . An den Talflanken des Urnerseetroges wird das Gisikonerstadium durch die Blockanhäufungen von Schilti (S Morschach) sowie durch die Wallreste am Axenberg und bei Bärchenen am Ausgang des Isentales markiert. Für den Abschnitt des Urnersees resultiert somit ein mittleres Gefälle des Reussgletschers während des Gisikonerstadiums von 17‰ , wobei das stärkste Gefälle auf den Abschnitt Seelisberg–Morschach–Brunnen entfällt, was wohl zweifellos mit der mächtigen Raumverbreiterung der Talgabelung von Brunnen zusammenhängt.

Der durch das Lauerzersee–Zugerseetal alpenauswärts sich bewegende Reuss/Muotagletscher hinterliess Wallreste auf dem Bändli (1 km S von Goldau), Loreto, Arbach (E bzw. NE von Zug) und bei Büni (2 km NE von Baar). Auch die Drumlinlandschaft von Steinhausen–Bibersee deutet auf eine Eisrandlage unterhalb Cham. Der Tobelbach und der Unterlauf N der Lorze funktionierten dabei als Abflussrinnen. Im Gebiet der Hohlen Gasse zwischen Küssnacht und Immensee stiessen die beiden Gletscherarme, der durch die Seebecken von Gersau–Beckenried, Vitznau–Weggis und Küssnacht vordringende Reussgletscher und der über Goldau abfliessende Reuss/Muotagletscher, wieder zusammen, wobei sie am Vorder Berg, dem NW-Sporn der Rigi, mehrere deutliche Wälle hinterliessen.

Unter der Schmelzwirkung der Lorze und der Rigi-Aa schmolz der flache, bis über Baar und Steinhausen hinausreichende, in einzelne Lappen sich auflösende Eiskuchen immer mehr zusammen. Zur Zeit des nächstfolgenden Rück-

zugshaltendes den wir, nach dem vielleicht schon im Gisikonerstadium angelegten unterseeischen Wall zwischen den beiden Nasen, als Vitznauerstand bezeichnen wollen, war die Eisbrücke an der Felsschwelle von Goldau, wo die Felsoberfläche wenig westlich des Bahnhofes bis auf 500 m hinaufreicht, durchgeschmolzen, womit das im Zugerseebecken liegende Eis als Toteismasse abgetrennt war. Der Reuss/Muotagletscher stirnte nunmehr hinter dem Riegel von Goldau, was schon L. RÜTIMEYER (1877, S. 109) auf Grund seiner glaziologischen Studien an der Rigi feststellte. In der Tat lassen sich an den beiden Talhängen des Lauerzersees bereits wenig über dem Seespiegel mehrere kleine Wälle und ausgedehnte Blockfelder von prachtvollen Reusserratikern beobachten. Schon aus rein morphologischen Überlegungen wies R. STAUB (1939, S. 249) darauf hin, dass sich die Becken des Aegeri- und des Zugersees «als Toteis-Areale ausgezeichnet verstehen lassen. Die fast unzerschnittenen Riegel von Morgarten und von Ober-Arth werden im Grunde erst verständlich, wenn wir annehmen, dass keine starken Schmelzwässer eines zurückschwindenden Reussgletschers dieselben durchtalt haben.» Auch wäre sonst, wie R. STAUB fortfährt, «eine stärkere Aufschotterung der auch heute noch fast unmittelbar benachbarten Seebecken zu erwarten gewesen».

In diesem Stadium vermochte der Brünigarm des Aaregletschers sich nicht mehr mit dem Reussgletscher zu vereinigen. Unter der Schmelzwirkung der zum Gletscherstausee aufgestauten Kleinen Emme wich dieser ebenfalls rasch zurück, so dass sich die Eismassen um den Bürgenstock und den Muoterschwanderberg in einzelne Zungen aufzulösen begannen. Während der Hauptlappen des Brünigarmes damals noch den Alpachersee erfüllte und bis gegen Stansstad reichte, war die im Drachenried liegende Eismasse bereits als Toteis abgeschnürt. Da deren Schmelzwässer der Abfluss durch die Moräne von Allweg und das in der Ebene von Stans in einzelne Zungen sich auflösende Eis des Engelberger- und des Reussgletschers den Abfluss gegen NW verwehrt wurde, waren diese gezwungen, durch die bruchtektonisch vorgezeichnete Kerbe des Rotzloches abzufließen (vgl. A. BUXTORF, 1910, S. 39).

Die Eisbarriere des Buochserlappens ist es denn auch, welche für die Entstehung der Schottermassen zwischen Wil an der Aa und Buochs verantwortlich ist. Während diese bereits von F. J. KAUFMANN (1877, S. 38) erwähnten Schotter, von L. DU PASQUIER (1891, S. 109) zunächst noch als interglaziale Deltaschotter betrachtet wurden, sprechen die von A. PENCK zusammen mit L. DU PASQUIER im Jahre 1892 entdeckten Einlagerungen von schlammigen Partien und gekritzten Blöcken für eine lacustroglaziale Entstehung. E. BRÜCKNER (1909, S. 542) interpretiert diese Schotter «als Rest eines früher ausgedehnten Deltas der Engelberger Aa» – das Material stammt in der Tat ausschliesslich aus dem Engelbergertal – «das in einer Periode des Bühlstadiums in einem See abgesetzt wurde, der etwa 60–70 m höher spiegelte als der heutige Vierwaldstättersee; es dürfte sich um einen Stausee zwischen dem im Alpacher See stationär liegenden Brünigarm des Aaregletschers und dem im Vierwaldstättersee lagernden Reussgletscher handeln, während der Engelberger Aaregletscher weiter oben im Engelberger Thal endigte».

In der Zeit zwischen dem Gisikoner- und dem Vitznauerstadium wurde auch der durch das Engelbergertal absteigende Eisstrom selbständig, so dass die reich-

lich schuttführenden Schmelzwässer des Engelberggletschers durch die zwischen Buochs und Stans lagernde Eiszunge des Reussgletschers und dessen linksufrige Seitenmoräne zu einem Gletscherrandsee aufgestaut wurden. Dass dieses Delta, wie sich E. BRÜCKNER vorstellte, einst viel grösser war, ist kaum anzunehmen, da die Ebene zwischen Buochs und Stans damals noch von der Gletscherzunge des Reussgletschers eingenommen wurde.

Im Taltrog des Urnersees dürfte das Eis des Reussgletschers zur Zeit des Vitznauerstadiums bei Tannen (2 km S von Morschach) wenig über 800 m hinaufgereicht haben. In gleicher Höhenlage finden sich auch auf der Seelisbergerseite bei Lätten und SE von Beroldingen Anhäufungen von erratischen Blöcken und undeutliche Wallreste (vgl. H. J. FICHTER, 1934, S. 120). Ebenfalls dem Vitznauerstadium zuzuzählen ist der Wall unterhalb Breitlohn (N Seelisberg).

Für die Lauerzerzunge berechnet sich das Gletschergefälle somit zu 18‰ , für die Oberfläche der Buochserzunge im Mittel zu 16‰ gegen Vitznau und 14‰ gegen Stans.

Die nächsten, sowohl im Talkessel von Schwyz als auch im Seebecken von Gersau sich deutlich abzeichnenden Stadien erkennen wir in den kristallinführenden Moränenwällen von Wernisberg–Rossmatt–Seewen–Schränggigen, Degenberg–Ibach–Wilten, und des Ingenbohler Klosterhügels sowie in der durch Lotungen ermittelten unterseeischen Stirnmoräne, die beim Chindli, zwischen Brunnen und Gersau, den Vierwaldstättersee quert.

Neben ihrer gewaltigen Höhe von über 60 m (120 m aussen und 50 m innen) und den ziemlich steilen Böschungen ist es vor allem der gradlinige, senkrecht zur Fliessrichtung des Eises orientierte Verlauf quer durch das Seebecken von Buochs–Brunnen, der besonders auffällt. Diese vom Normaltyp einer Endmoräne deutlich abweichende, gestauchte Gestalt lässt sich am besten als zwischen zwei Eismassen eingeklemmte Stirnmoräne deuten, zwischen der noch im früheren Zungenbecken von Buochs–Gersau lagernden Toteismasse und den durch den Taltrog des Urnersees erneut wieder vorstossenden Reussgletscher. Während der Reussgletscher im Talkessel von Schwyz damals noch bis Seewen, etwas später noch bis Ibach reichte, blieb die bei Brunnen sich westwärts wendende Eiszunge zunächst stationär. Selbst in der nachfolgenden, offenbar nur kurzfristigen Schwankung schmolz die Gersauerzunge, zufolge ihrer grösseren Eismächtigkeit der sonnenärmeren und föhngeschützteren Lage, im Gegensatz zum viel weniger mächtigen Ibacherlappen nicht vollends ab, so dass der Reussgletscher beim nachfolgenden Anschwellen die Wanne hinter der Chindlimoräne wiederum vollständig mit Eis erfüllte, während er gegen Ibach nur noch bis Ingenbohl vorzustossen vermochte.

Eng verknüpft mit der Deutung der Moränenreste um Brunnen ist die Frage nach der Stellung und Datierung der verschiedenen Schottervorkommen in diesem Raum. Während von L. DU PASQUIER (1891, S. 107–109) die, schon ALB. HEIM aufgefallenen Schotter von Ibach einem allgemein höheren Stande des Vierwaldstättersees entsprechend, noch als interglazial betrachtet wurden, erkannte sie E. BRÜCKNER (1909, S. 540) als interstadial, da sie nicht mehr von Moränen überlagert werden. BRÜCKNER hält sie für Deltaschotter, die zur Zeit des ausgehenden Bühlstadiums in einem durch das Eis des Reussgletschers gestauten See abgelagert wurden. Da, wie später A. BUXTORF (1916, S. 59) richtig bemerkt, kristalline

Gerölle diesen Schottern vollkommen fehlen, ist eine Deutung als verschwemmte Reussmoräne auszuschliessen. Der Geröllinhalt lässt nur eine Herkunft aus dem Muotatal offen. Unverständlich blieben BUXTORF bei dieser Erklärung jedoch die von ihm bei Struss am S-Fuss des Urmiberges aufgefundenen Schottervorkommen.

Viel wahrscheinlicher wird die Deutung all dieser durchaus zutreffenden Beobachtungen, wenn wir annehmen, dass sich der Muotagletscher bereits zur Zeit des Seewenstadiums nicht mehr mit dem Reusseis des Ibacherlappen vereinigte, sondern nur noch bis an den Ausgang des Muotatales reichte und bei der Suworowbrücke stirnte. Dort finden sich denn auch zu beiden Seiten des früheren Talbodens, in den sich die Muota schluchtartig einsägte, deutliche Stirn- und Seitenmoränen, die sich mit den Moränenresten nördlich von Schlattli (Talstation der Stoosbahn), insbesondere mit der das Tal des Chlingenbaches abriegelnden Seitenmoräne wenig oberhalb dessen Mündung in die Muota verbinden lassen. Die damals noch im Raume zwischen Brunnen, Ibach und Seewen liegenden Eismassen des Reussgletschers, liessen der reichlich schotterführenden Muota keinen andern Weg, als sich zwischen Eisrand und Moränenkranz des Ibacherlappens durchzuwinden, um, dem SE-Fuss des Urmiberges folgend, sich in den Gersauerarm des werdenden Vierwaldstättersees zu ergiessen. Durch die Stirn- und Seitenmoräne des Vitznauerstadiums wurde zwischen Lauerz und Goldau ein früher allenfalls, zufolge Unterschneidung der Nagelfluhrücken von Goldau-Oberarth, einmal funktionierendes Abfließen gegen den Zugersee verunmöglicht.

Der Nagelfluhriegel und die heute grösstenteils unter den Bergsturzmassen von Goldau begrabene Stirn- und Seitenmoräne stauten im dahinter liegenden, langsam eisfrei werdenden Zungenbecken den damals sich bildenden Lauerzersee und zwangen ihn zu einer rückläufigen Entwässerung.

Die Ablagerung der Muotaschottermassen vor der Gletscherstirn von Seewen wurde durch die bereits damals sich bildenden Schuttkegel des Nietenbaches verunmöglicht, so dass der Muota lediglich die relativ enge Furche zwischen Stirn- und Seitenmoräne und Eisrand zur Aufschotterung verblieb. Dass es dabei nur an gefälls- und strömungsarmen Stellen wirklich zu einer bleibenden Schotterablagerung kam, ist verständlich. Das von A. BUXTORF beobachtete Vorkommen gerundeter, nahezu hangparallel geschichteter Kiese von Struss, die ebenfalls wie diejenigen bei Ibach ausschliesslich aus Kalkgeröllen bestehen, fügt sich so sehr gut in das dargelegte Geschehen ein. Über das Verhältnis dieser Schotter zu den benachbarten Moränenbildungen lässt sich mangels günstiger Aufschlüsse nichts Bestimmtes aussagen, doch scheinen sie, nach den Geländeformen zu urteilen, nicht von Moränen bedeckt zu sein. Während die Schotter bei Hinter Ibach und östlich von Ibach noch fast auf 490 m hinaufreichen, treten sie am S-Fuss des Urmiberges nur noch bis etwa 480 m auf. Der Rückzug des Ibacherlappens von Seewen über Ibach zum Ingenbohrer Klosterhügel zeichnet sich auch beim Muotagletscher ab. Während das Eis der Ibacher Zunge durch die Schmelzwässer des zunächst noch bei der Suworowbrücke stirnenden Muotagletschers abschmolz und den Talkessel von Schwyz allmählich freigab, erfuhr auch die Zunge des Muotagletschers selbst ein ähnliches Schicksal. Durch die Wasseradern, welche die längst eisfrei gewordenen SW-Abhänge der Ibergeregge entwässerten, wurde ihr Abschmelzen beschleunigt, was einen Rückzug des ohnehin schon reichlich zusammen-

geschmolzenen Muotagletschers um 2,5 km, von wenig unterhalb Schlattli bis Büel, zur Folge hatte.

Die eigenartige, während des genannten Gletscherrückzuges entstandene 27 m hohe Schotterterrasse der Franzosenschanze unmittelbar östlich der Chlingenbach-Einmündung findet dabei als Eisrandstauschotter ihre natürliche Erklärung.

Dass die Gletscherstände: Wernisberg–Rossmatt–Seewen–Schränggigen–Schwätteren, Degenberg–Ibach–Wilten und Ingenbohlerwald–Ingenbohl–Wilten zeitlich rasch aufeinanderfolgten, geht, neben dem übereinstimmenden Erratiker-material auch aus dem Verlauf der Streurichtung der Wälle im Ingenbohlerwald hervor. Vorherrschend sind unter den Erratikern: verschieferte Quarzporphyre und quarzarme, mikroklinreiche Varietäten neben gewöhnlichen Aaregraniten. Nach F. DE QUERVAIN²⁾ dürfte als Heimat dieser erratischen Blöcke das mittlere Reusstal, insbesondere im Gebiet des Bristenstockes, in Betracht fallen. Offenbar brachen dort zur Zeit der Chindlistadien, infolge des durch den Eisschwund haltlos gewordenen Sockels, gewaltige Gesteinsmassen als Felsstürze auf den Gletscher nieder. Beim nächsten Vorstoss wurden diese Blöcke talwärts verfrachtet und an der sanfter abfallenden Nordflanke des Ingenbohlerwaldes in grosser Zahl abgelagert. Während der den höheren Eisstand markierende Moränenwall unterhalb dem Hotel Axenstein scharf gegen E abbiegt, allmählich gegen Ober Schönenbuch absteigt und auf die beiden Wallstücke Wernisberg–Rossmatt und Wernisberg–Degenberg zustrebt, verlaufen mehrere, von kristallinen Reusserratikern dicht übersäte Moränenwälle ziemlich steil den Wald hinunter und zielen direkt auf den Klosterhügel von Ingenbohl. Jenseits der Muota, bei Wilten, schmiegen sich die Wälle wiederum derart eng aneinander, dass an ihrem Zusammenhang mit der unterseeischen Moräne des Chindli E von Gersau nicht zu zweifeln ist.

An den Flanken des Urnersees lassen sich auf der linken Seite bei Lehn, Volligen, Mythen (700 m SE Treib) und unterhalb Wyssig, auf der rechten Seite oberhalb Ort (2 km S Brunnen) und bei Lentigen (1 km N Sisikon) Moränenrelikte und erratische Blockfelder diesem Stadium zuordnen. Bei der Einmündung des Riemenstaldertales erlaubt ein deutlicher Wallrest eines Seitengletschers in 680 m Höhe eine Angabe über die Gefällsverhältnisse der Gletscherzunge des Reussgletschers zur Zeit des Gersauer Vorstosses. Dadurch ergibt sich für das gut 9 km lange Zungenstück bis Seewen oder bis zum Chindli, ein Gefälle von 22⁰/₁₀₀.

Ob die tiefliegenden, von R. STAUB (1939, S. 250) als inverse, gegen S einfallende Seitenmoränen gedeuteten Moränenreste am S-Ende des Urnersees oberhalb Flüelen tatsächlich so zu interpretieren sind, ist wohl denkbar, aber schwer zu beweisen, da zwischen dem Axenberg und Flüelen, zufolge der Steilheit der Talflanken, tiefliegende Moränenvorkommen fehlen. Eine später erfolgte Abtrennung des Urnersee-Eises vom Reussgletscher als Toteismasse ist höchst wahrscheinlich.

Dass der Reussgletscher in der Folge gerade zwischen Erstfeld und Flüelen durchschmolz, wird, neben der von R. STAUB (1939) ins Feld geführten Wirkung des Föhns, vor allem durch die ebenfalls sich zurückziehenden und daher reichlich Schmelzwasser liefernden Seitengletscher des Erstfelder-, Bocki-, Gitschen-

²⁾ Herrn Prof. Dr. F. DE QUERVAIN sei für die freundliche Mitteilung bestens gedankt.

und Schächentales leicht verständlich. Dieser Rückzug der Seitengletscher wird besonders im Schächental durch die bereits von W. STAUB (1911, S. 78) beschriebenen, zwischen Bürglen und Witerschwenden beidseits des Schächens auftretenden Stauschotter eindrücklich dokumentiert.

Zufolge der gewaltigen Sackungsmassen um Spiringen treffen wir im unteren Schächental erst bei Unterschächen auf Moränen eines selbständig gewordenen Schächengletschers. W. BRÜCKNER (1938, S. 269) vermutet, dass die zugehörige Eiszunge kaum weiter als etwa 2 km über Unterschächen hinausreichte, dass somit der Schächengletscher damals noch bis nahezu 1000 m hinunterreichte. W. BRÜCKNER errechnet hierfür eine Schneegrenzendepression von 650 m, was dem Chindli/Ingenbohrerstand des Reussgletschers entsprechen würde.

Im Reusstal selbst liess die Steilheit der Talflanken zwischen Altdorf und Andermatt nur an wenigen Stellen die Ablagerung von Wallmoränen zu. Ein kurzfristiger Gletscherhalt scheint sich oberhalb Amsteg, zwischen Intschi und Meitschligen, abzuzeichnen. Auch E. BRÜCKNER (1909, S. 632) nimmt in dieser Gegend einen Gletscherhalt an, den er dem Gschnitzstadium zuordnet.

Zeugen eines schlusseiszeitlichen Gletschervorstosses treffen wir bei Wassen und bei Göschenen an. Diese Feststellung stimmt auch gut überein mit den Befunden A. BÜHLERS (1928) im Meiental. Damals stiessen Chelen- und Dammagletscher nochmals durch das Göschenental bis ins Reusstal vor; die bis ins Urserental absteigenden Eislappen bedeckten gerade noch den Talboden und reichten bis zum Eingang der Schöllenen, was die tiefliegenden Moränenwälle auf der N-Seite des Talbodens (W. FEHR, 1926) deutlich dokumentieren. Weitere durch Wallmoränenreste belegte Gletscherhalte befinden sich im Göschenental im Jäntelboden und wenig unterhalb der Göschenalp.

Der Muotagletscher

Versuchen wir nach der Skizzierung des Gletscherrückzuges im Stammgebiet des Reuss-Systems noch die glazialen Ablagerungen in einem seiner bedeutendsten Seitentäler, im näher untersuchten Muotatal, mit dem späteiszeitlichen Geschehen des Haupttalgletschers in Einklang zu bringen.

Gleich am Eingang ins Muotatal fällt uns auf der Blüemlisegg (1 km E Stoos) ein markanter Moränenwall auf. Seine Höhenlage in rund 1200 m gestattet nur eine Zuordnung zum Maximalstand der Würmevereisung. Diese Zuordnung fügt sich denn auch recht gut in das für den Reussgletscher dargelegte Bild ein, reichte doch dieser an der Rigi-Hochflue und, nach der Vereinigung mit dem Muotaeis, auch am Engelstock, dem westlichen Gipfel des Hochstuckli, noch auf 1200 m hinauf. Leider konnten taleinwärts bis zur Einmündung des Hüritales, eines südlichen Seitentales, ausser bei Unter Stock, nirgends Moränenreste beobachtet werden, die den Maximalstand des würmeiszeitlichen Muotagletschers belegen könnten, da diese, an den Stellen, wo die Steilheit der Gehänge Glazialablagerungen überhaupt zuließ, durch die späteren Vorstösse der Lokalgletscher offenbar wieder zerstört wurden. Dagegen beobachten wir auf der Vorsiten, am westlichen Taleingang des Hüritales in 1320 m Höhe, undeutliche Wallreste sowie zahlreiche, aus der östlichsten Chaiserstockkette stammende Schrattenkalk-Erratiker, die

wohl nur dem Maximalstand der Würmvergletscherung zugewiesen werden können. Für die gut 7 km messende Distanz von der Vorsiten bis zur Blüemlisegg ergäbe sich darnach ein mittleres Gefälle der Gletscheroberfläche von etwa 17‰.

Sichere Zeugen der grössten Vergletscherung, der Riss-II-Eiszeit, treffen wir im Bereich des Muotagletschers im Stoosgebiet. So dürften die von Grundmoränenmaterial bedeckten, 1400 m hoch gelegenen Flächen von Hohlibrig (1 km S Stoos) in der Würmeiszeit kaum mehr von Gletschereis überfahren worden sein, da weder der zwischen Fronalpstock und Huserstock gelegene Frongletscher, noch die vom Chlingenstock abfliessenden Eismassen damals so hoch hinaufreichten.

Ein weiteres, sehr eindrückliches Dokument der Rissvereisung des Stoosgebietes stellen auch die schon von P. ARBENZ (1905, S. 78) im Stoosbachtobel festgestellten Vorkommen von Blöcken einer «eocänen Breccie» dar. Die Erratiker, wie die Überprüfung zeigte, einwandfreie Gruontalkonglomerat-Blöcke, müssen damals durch den Reussgletscher um den Fronalpstock herum auf die Stoosterrasse verfrachtet worden sein. Die beiden andern, von P. ARBENZ ebenfalls in Erwägung gezogenen Möglichkeiten eines Transportes über den Kinzig oder über den Ruosalperkum ins Muotatal sind auszuschliessen, da das Vorkommen von anstehendem Gruontalkonglomerat im Gruontal N von Flüelen einen derartigen Transportweg schon aus orographischen Gründen nicht zulässt.

Der Transport dieser Blöcke über die bis 1275 m hinaufreichende Terrasse des Stoos, musste bereits während der Riss-II-Eiszeit erfolgen, denn nur zur Zeit der grössten Vergletscherung reichte die Oberfläche des Reussgletschers so hoch hinauf, dass das Reusseis über die Stoosterrasse transfluieren und den aus dem Frontal abfliessenden Lokalgletscher derart zu stauen vermochte, dass die mitgeführten Erratiker auf der gegen das Muotatal abfallenden Seite abgelagert werden konnten. Der Weitertransport bis über das Stoosbachtobel dagegen mag wohl während der letzten Vergletscherung erfolgt sein, als der Frongletscher wiederum gegen die Blüemlisegg-Moräne vordrang und sich dort mit dem Muotagletscher vereinigte.

Im Bremgarten(Zürich)-Stadium teilte sich der Frontalgletscher am Stooshorn in zwei Lappen, von denen sich der eine gegen NW, der andere gegen E wandte, um sich mit dem immer noch bis auf rund 1000 m hinaufreichenden Muotagletscher zu vereinigen. Dabei drängte der E-Lappen den Muotagletscher etwas gegen N, so dass er mit seiner Zunge bis hinunter zum Weidli (2,5 km E Stoos) reichte.

Zur Zeit des Gisikoner(Hurden)-Stadiums stirnte der Frontalgletscher bei Teufböni (1 km S Stoos), wo er einen kleinen, aber sehr deutlichen Wall hinterliess. Ein weiterer, sehr wahrscheinlich das Chindli/Seewen-Stadium repräsentierender Wall stellt sich bei der Fronalp ein, während zur Zeit des Chindli/Ingenbohrer-Stadiums wohl nur noch der Steilhang unterhalb des Furggeli eisbedeckt war.

Besonders markant erscheinen im Muotatal die Wallreste des Bremgarten(Zürich)-Stadiums. Als prachtvoll erhaltener Wall lässt sich dieser Gletscherstand aus dem Hürital ohne Unterbruch bis zum Hellberg (1 km SSW Muotathal) verfolgen. Dabei fiel die Gletscheroberfläche von 1160 m bei der Hinteren Rotmatt auf 1050 m ab, so dass sich für den Bereich unmittelbar unterhalb der Einmündung des Hürigletschers ein Gefälle von 110‰ ergibt. Auch jenseits der zur Gold-

plangg, dem Übergang ins Riemenstaldnertal, ansteigenden Talfurche zeichnet sich diese Eishöhe auf der Terrasse über der Wisswand durch einen schwachen Wall sowie durch Erratiker deutlich ab. N des Planggstocks fehlt zufolge der Steilheit der Talflanken jede Moränenablagerung, dagegen beobachten wir bei Teufdolen in 980 m, unmittelbar vor der Einmündung des Frontalgletschers, wiederum einen deutlichen Wallrest. Für die 5 km messende Strecke Hellberg–Teufdolen berechnet sich das Gefälle der Oberfläche des Muotagletschers zu $14^{\circ}/_{00}$.

Seitenmoränen, welche im Muotatal dem Gisikonerstadium zugewiesen werden können, treffen wir namentlich über dem rechten Talausgang, wo wir E und N des Ober Gibel zwei Wälle erkennen. Die prachtvoll erhaltene Gletschermühle am Gefällsknick N des Ober Gibel entstand wohl wenig früher, als der Muotagletscher eben noch über diese rundgeschliffene Schrattenkalkkuppe hinwegfloss.

Zur Zeit des Vitznau/Lauerzerstadiums reichte der Muotagletscher ein letztesmal hinaus in den Talkessel von Schwyz, wo er sich eben noch mit dem Lauerzerarm des Reussgletschers vereinigte. Moränen dieses kurzfristigen Gletscherhaltes finden wir im Muotatal einzig im Chlingenbachtobel, wo dieser Eisstand auf der linken Seite dieses Tobels durch einen Wallrest in 700 m Höhe dokumentiert wird.

Im nächstfolgenden Stadium, dem Chindli/Seewenstadium, vermochte der Muotagletscher nochmals bis zur Suworowbrücke vorzustossen (vgl. S. 127). Durch die Seitenmoräne N vom Schlattli wurde damals dem Chlingenbach der Abfluss durch die subglazial entstandene und mindestens seit dem Gisikonerstadium – als der Starzlengletscher selbständig wurde – funktionierende Schmelzwasserrinne der Muotaschlucht verwehrt, so dass der Chlingenbach genötigt war, sich einen neuen Weg zu suchen, den er in der unmittelbar N vom Schlattli verlaufenden schmalen Längsfurche fand. Diese, deutliche Spuren fluvialer Erosionstätigkeit aufweisende Kerbe, lässt sich denn auch am sinnvollsten als seitliche Abflussrinne eines spätglazialen, durch eine Seitenmoräne gegen W abgelenkten Chlingenbaches erklären, der hier in einem randlichen talparallelen Kluftsystem einen vorgezeichneten Weg fand. Infolge des gegenüber der Muotaschlucht weit geringeren Gefälles dieser seitlichen Rinne, musste sich der Chlingenbach W vom Schlattli auf das Zungende des Muotagletschers ergiessen, was ein relativ rasches Abschmelzen der Gletscherzunge und damit einen Rückzug hinter die Mündung des Chlingenbaches zur Folge hatte. In der Tat beobachten wir bei Büel, etwa 2,5 km E vom Schlattli einen deutlichen Wall, der zunächst parallel der Talflanke verläuft, dann aber plötzlich ganz nach der Art einer Endmoräne gegen die Muota zu abbiegt. Dieser Wall wird von P. ARBENZ (1905) nicht erwähnt. Auf seiner Karte ist an dieser Stelle Gehängeschutt kartiert; die geologische Vierwaldstätterkarte (1916) verzeichnet hier Bergsturz. Ein Aufschluss an der Strasse Schwyz–Muotathal lässt ein klares Vorherrschen von Schrattenkalkblöcken verschiedenster Dimensionen erkennen, was nicht sonderlich erstaunt, da die rechte Talseite bis gegen Muotathal hinein kaum anderen Blockschutt liefern konnte. Ein Teil dieser von der östlichen Fallenflue und von der Wand unterhalb Hinter Oberberg niedergebroschenen Schrattenkalkmassen wäre somit durch das Eis des sich etappenweise zurückziehenden Muotagletschers noch etwas talauswärts verfrachtet worden.

Die nächsten Stirnmoränen des Muotagletschers treffen wir erst wieder im Bisistal, dem hintersten Abschnitt des Muotatales. Eine besonders auffällige, in

mehrere unmittelbar aufeinander folgende Einzelwälle aufgelöste Stirn­moräne quert beim Dürrenboden (Schönenboden¹⁾ das Tal. Aus der zu diesem Zungen­ende sich ergebenden Schneegrenzendepression – E. BRÜCKNER (1909, S. 633) gibt eine solche von 700 m an – dürfte sie das Chindli/Ingenbohlerstadium des Muotagletschers darstellen.

Merkwürdige Wallreste finden sich bereits etwas vor der Dürrenboden-Endmoräne. Während diese früher wohl stets als äusserste Reste eines Muotagletschers betrachtet wurden, ergaben die Neuaufnahmen dieses Gebietes, dass diese Wallreste viel eher das Dürrenboden-(= Chindli/Ingenbohler)-Stadium des Rätstalgletschers darstellen, der während dieses Eisvorstosses nochmals über die Steilstufe der Talmündung herabzusteigen vermochte und so dem auf diesen spätglazialen Kältstoss träger reagierenden Hauptgletscher noch etwas zuvor kam.

Neben den wallartigen Moränenresten spricht auch das Vorkommen der in bezug auf diese Wälle deutlich extramoränen Grundwasseraufstösse von Seeberg, die extreme Schattenlage des Rätstalgletschers sowie die auf dem Geitenberg (2,5 km ENE Dürrenboden) durch mehrere Wälle prachtvoll dokumentierte Eis­transfluenz aus dem Charetalgebiet, für einen Vorstoss bis in die Talsohle des Bisistales.

Die von der Twärenen, dem Chratzerengrat und von der Toralp durch das Brusttälchen niedersteigende Eiszunge dagegen vermochte nur noch bis zum Nägeliberg vorzustossen.

Eine Reihe von kleineren, aber dennoch deutlich in Erscheinung tretenden Moränenwällen quert das Bisistal im Köswen, etwa 1 km oberhalb Schwarzenbach. Diese Wälle wurden von der Muota in einer fast 30 m tiefen Kerbe durchschnitten. In dem dahinter gelegenen, flachen Talboden von Sahli, der heute von einem Stausee eingenommen wird, erkennen wir das zugehörige Zungenbecken. Erst diese Wälle dürften den Moränen von Meitschligen und Intschi im Reusstal entsprechen (vgl. S. 129).

Mehrere Wälle, welche von Milchbüelen, von Gwalpeten und von der Ruosalp gegen Tröli ins hinterste Bisistal absteigen, zeugen von einem weiteren Gletscherstand. Der kammartige, äusserst markante Wall von Eggen (4 km SSE vom Dürrenboden) lässt sich am besten als zwischen Gwalpetengletscher und dem von der Schächentaler Windgälle über die Ruosalp abfliessenden Eisstrom entstandene Mittelmoräne deuten.

Die auf Milchbüelen, unterhalb der Alp Gwalpeten und auf der Ruosalp liegenden Stirn­moränen dürften, ihrer Lage und damit ihrer Schneegrenzendepression entsprechend, dem letzten bedeutenden Stadium des sich zurückziehenden und dabei immer mehr in einzelne Zungen sich auflösenden schlusseiszeitlichen Muotagletschers darstellen und ohne Zweifel der Engadiner Schlussvereisung R. STAUB'S (1938b) entsprechen.

Ein weiteres Rückzugsstadium scheint sich auf der Glattalp abzuzeichnen, wo zahlreiche Erratiker sowie Grundmoränenreste einen längeren Gletscherstand als recht wahrscheinlich erachten lassen. Diesem Gletscherstand dürften wohl auch die hochgelegenen Wallreste S der Charetalp, bei Sulz und Sätz, entsprechen.

¹⁾ Auf LK 246 fehlt dieser Name, obwohl er im Tal viel bekannter ist als die Bezeichnung Dürrenboden.

Der Schlussvereisung gleichzusetzende, ebenfalls prachtvoll ausgebildete Wallreste treffen wir auf dem Melchberg (2,5 km SE vom Dürrenboden) und im Rätsthal bei den hintersten Hütten. Sie alle zeugen von einer umfangreichen schlusseiszeitlichen Vergletscherung der weiten Karsthochflächen des Charetalp–Glattalp-Gebietes. Der ebenfalls altersgleiche, ausserordentlich markante Endmoränenwall im Grossen Melchtal (gut 4 km NE vom Dürrenboden) veranschaulicht recht deutlich, wie selbst ein Gletscher mit relativ kleinem Einzugsgebiet nach erfolgtem Niederbrechen der durch den spätglazialen Eisschwund «haltlos» gewordenen Flanken recht stattliche Wälle aufschütten kann.

Auch in den drei grössten Seitentälern des Muotatales, dem Hürital und den beiden gegen Muotathal entwässernden Längsfurchen der Goldplangg und des Prigel, zeichnen sich diese Gletscherstände durch deutliche Wallreste aus. Während zur Zeit des Vitznau/Lauerzerstadiums sowohl der Hürigletscher als auch der aus der östlichen Chaiserstockkette absteigende Gletscher noch den Muotagletscher zu nähren vermochten, wurden diese beim weiteren Gletscherückzug rasch selbständig. Die durch Felsstürze und Gehängeschutt verwischten und daher nur wenig in Erscheinung tretenden Wälle bei Stali, am Ausgang des Hüritales, lassen sich, unter Berücksichtigung der mittleren Höhe des Einzugsgebietes und der N-Exposition am zwanglosesten mit dem Schlattlistand des Muotagletschers (= Chindli/Seewenstadium des Reussgletschers) parallelisieren. Andererseits erklärt das Ausbleiben der seitlichen Eiszufüsse das rasche Zurückweichen des Muotagletschers von der Suworowbrücke unterhalb Schlattli über den Zwischenhalt von Büel ins Bisistal. Durch die Gletscherbäche dieser selbständig gewordenen Eiszungen wurde im Talgrund des Muotatales eine Toteismasse abgetrennt; bei ihrem langsamen Abschmelzen entstand ein flachgründiger See, der in der Folge durch die jungen Alluvionen der Muota allmählich aufgefüllt wurde, was durch die in mehreren Baugruben festgestellte Schichtfolge von Seetonen und darüber liegenden Kies- und Sand-Wechselagern eindrücklich dokumentiert wird.

Die auffälligste Endmoräne im Hürital stellt aber ohne Zweifel diejenige vom Liplisbüel dar. Sie wurde bereits von ALB. HEIM (1885) kartographisch festgehalten und 1891 kurz erwähnt. E. BRÜCKNER (1909, S. 633) berechnet für diese Endmoräne eine Schneegrenzendepression von 600 m und betrachtet sie infolgedessen als altersgleich mit derjenigen vom Dürrenboden im Bisistal.

Im hinteren Hürital zeichnen sich im Grund, bei Wängi, auf der Rindermatt und am Dürr Seeli weitere Rückzugsstadien ab, von denen namentlich die Moränen auf der Rindermatt deutlich ausgeprägt sind und – zufolge ihrer Schneegrenzendepression von etwa 350 m – wohl die Hauptphase des schlusseiszeitlichen Vorstosses des Hürigletschers darstellen.

Wohl einen der eindrücklichsten Belege der spätglazialen Chindli-Gletschervorstösse beobachten wir an der Stufenmündung des von der Goldplangg gegen NE, gegen das Muotatal, entwässernden Tales. Wie aus dem Verlauf der Moränenwälle um den Hellberg klar hervorgeht, stiess der die Eisströme des Kaiserstockgebietes sammelnde Goldplanggletscher nach dem Gisikoner- und dem Vitznau/Lauerzerstadium nochmals kräftig vor, so dass er mit seiner äussersten Zunge bis auf 820 m, also bis auf 200 m in die Talsohle hinunterreichte. Dabei durchbrach

er nicht nur die von der Hinteren Rotmatt über den Hellberg zur Wisswand verlaufende Seitenmoräne, die, wie wir auf S. 130 ausgeführt haben, das Bremgarten (Zürich)-Stadium des Muotagletschers dokumentiert, sondern reichte hinunter bis zum Vitznauerstand des Muotagletschers. Auf Grund der Schneegrenzendepression lässt sich dieser markante Gletschervorstoss jedoch nur mit dem Chindli/Seewenstadium des Reussgletschers vergleichen. Die Moräne der Hellweid wäre auf diese Weise dem Ibacherstand gleichzusetzen, während diejenige vom Hellberg dem Chindli/Ingenbohlerstadium entsprechen würde. Die Wallreste auf Grindsblacken und auf der Frutt wären dann dem Stadium vom Köswen im Bisistal oder demjenigen von Intschi/Meitschligen im Reusstal gleichzusetzen. Der schlusseiszeitliche Vorstoss findet in der Chaiserstock-Kette in den Wallresten Rotenbalm – vor den Löcheren und auf Achslen–Chrüzgütsch sein Abbild, während die höchsten Moränenwälle, diejenigen auf Blüemalpel und auf Rupperslauri, als synchron mit dem bis auf Glattalp hinunterreichenden Gletscherstand betrachtet werden können.

Im Tal des Starzlenbaches, dem zur Muota entwässernden Abschnitt der Pragelfurche, stellt sich bei der Sturzegg (2 km ENE von Hinterthal) die tiefste Wallmoräne ein. Diese reicht als linke Seitenmoräne des Starzlengletschers bis auf 970 m hinab, wo sie bei der Sturzegg plötzlich in die Luft ausstreicht. Aus der Lage der heutigen Talsohle ergäbe sich – unter Berücksichtigung einer gewissen Tiefenerosion des Starzlenbaches – eine Eismächtigkeit von etwa 160 m. Obschon zufolge des vom Eis des Muotagletschers erfüllten Taltroges keine zugehörige Endmoräne abgelagert werden konnte, ist es doch recht wahrscheinlich, dass der Starzlengletscher den Talboden des Muotatales ohne die Anwesenheit des Muotagletschers kaum mehr erreicht hätte, also noch auf etwa 700 m abgestiegen wäre. Aus der sich daraus ergebenden mittleren Höhe des Einzugsgebietes von 1900 m und der W-Exposition resultiert hiefür eine Schneegrenzendepression von rund 1000 m. Die Sturzeggmoräne wäre demnach als Moräne des Gisikoner (Hurden)-Stadiums zu interpretieren. Zuzufolge der Steilabfälle lässt sich diese Eishöhe im Bisistal nirgends beobachten. Erinnern wir uns nochmals daran, dass wir am Ausgang des Hüritales die Eishöhe zur Zeit des Bremgarten (Zürich)-Stadiums, dokumentiert durch eine über 1 km Länge verfolgbare Seitenmoräne, in rund 1100 m anzunehmen haben (vgl. S. ...). Über der Einmündungsstelle des Starzlenbaches hätten wir wohl etwa noch mit einer ähnlichen Eishöhe zu rechnen. Der etwa 1150 m hoch gelegene Wall 500 m SSW Hengsthorn dürfte somit sehr wahrscheinlich das Bremgarten (Zürich)-Stadium markieren. Der Starzlengletscher wurde dabei durch den doch bedeutend mächtigeren Muotagletscher etwas zurückgestaut, da das Gefälle des Starzlengletschers zwischen Hengsthorn und Hinterthal nur etwa 12‰ betrug. Der noch bis gegen 1000 m hinunterreichende Gletscherstand, der beim hinteren Hengsthorn durch einen zungennahen Moränenwall belegt ist, wird das Vitznau/Lauerzer-Stadium oder möglicherweise erst den Chindli/Seewen-Vorstoss des Starzlengletschers darstellen.

Der Linthgletscher

Wir verlassen das Einzugsgebiet des Reuss/Muotagletschers und wenden uns den Moränen des Linthgletschers zu. Prachtvoll erhaltene Seitenmoränen

dieses Gletschersystems erkennen wir besonders am Etzel und am Höhrnen. Ohne grosse Schwierigkeiten lassen sie sich bis ins Limmattal hinunter verfolgen. Dadurch ist hier die Korrelation mit den dortigen Endmoränenstadien, dem Killwangen-, Schlieren- und Zürichstadium, weitgehend geklärt. Der eindrucksvolle Moränenwall von Schindellegi, durch den der Sihl der direkte Lauf zum Zürichsee hinunter verriegelt wurde und der sie zur Schaffung eines neuen, schluchtartigen Tales, dem epigenetischen Talstück Schindellegi–Zürich zwang, entspricht ohne jeden Zweifel der Endmoräne von Zürich, was schon AUG. AEPPLI, J. HUG und ALB. HRIM erkannten.

Dieser Zusammenhang wird von J. KNAUER (1938, S. 7) völlig unbegründet in Abrede gestellt. KNAUER betrachtet die Moränen des Zürichstadiums als am Ende der Risseiszeit oder in einer Vorstossphase zu Beginn der Würmeiszeit entstanden und in der Folge vom Würmgletscher überfahren. Wie jedoch der bei Schindellegi durch das Kieswerk prachtvoll aufgeschlossene Querschnitt dieses rund 30 m hohen Moränenwalles zeigt, lässt sich nichts beobachten, was auf eine spätere Eisüberfahung hindeuten würde. H. JÄCKLI (1956, S. 53) kann auch im aargauischen Reusstal derartige Eisüberfahrungen nicht feststellen und lehnt daher die von J. KNAUER (1954) ebenfalls für das Reussgebiet postulierte Annahme als unzutreffend ab.

Wie verhalten sich nun die Dinge bei der Moräne von Schindellegi? Wohl hängt der Moränenwall von Ebnet–Schindellegi–Hütten nicht lückenlos mit demjenigen, der sich von der Horgeregge bis Zürich verfolgen lässt, zusammen. Dies ist auf der weiten Hochfläche zwischen Hütten und Hirzel, wo die Eismächtigkeit schon aus rein orographischen Gründen zur Zeit des Zürichstadiums kaum mehr als etwa 70 m betragen konnte, auch gar nicht anders zu erwarten. Vielmehr bewirkten bereits kleine Gletscherschwankungen in diesem Raum neue, durch abflusslose Mulden getrennte Wallstücke, während der äusserste Wall von den anfallenden Schmelzwässern mannigfach durchbrochen wurde. Im Zungenbecken des Hüttner Seelis lassen sich zwischen Tannenhof und dem Seeli noch deutlich zwei innere Wälle erkennen. Dagegen gestaltet sich die Verfolgung der Eisrandlagen um Schönenberg herum ziemlich schwierig und bedarf im Detail noch eingehender Studien. Erst von Sagen (2 km WNW Schönenberg) und von Stollen (1 km NNW Schönenberg) an sind wiederum durchgehend verfolgbare Wälle zu beobachten, die sich beim Bergweiher (2 km S von Horgen) zum markanten Moränenwall der Horgeregge vereinigen.

Der vom Hüttner Seeli gegen Feusisberg verlaufende Wall, den J. KNAUER als die Fortsetzung des Horgereggewaldes betrachtet, ist mit den Wallresten von Bilsten und Mittlisberg (3 km WSW von Lachen) in Zusammenhang zu bringen. R. STAUB (1939, S. 245) deutet diese beiden Wälle als rückläufige, alpeneinwärts fallende Moräne des Zürichstadiums. Sie dürften in der Tat einem etwas interneren Eisstand, etwa demjenigen des Grossen Hafner, dem nach einer wallartigen Untiefe im untersten Zürichsee benannten Rückzugsstadium, entsprechen. Diesem Gletscherstand ist auch der Wall zuzuordnen, welcher das Hüttner Seeli gegen Wollerau abdämmt.

Zur Zeit des höchsten Eisstandes der Würmvergletscherung reichte der Linthgletscher am Etzel durch Wallreste belegt bis wenig über 1000 m hinauf. Durch

den weiten Sattel von St. Meinrad, zwischen Salegg und Etzel, und durch den alten Sihldurchbruch zwischen Etzel und Höhronen drangen zwei Eislappen südwärts ins Sihltal. Ein deutlich sich abzeichnender Moränenrest markiert bei Schönboden (5 km WSW von Lachen) einen Eisstand in 1070 m. Weiter gegen W biegt dieser Wall plötzlich gegen SW ab und steigt gegen Widenstudenchrummbuech (NNE von Egg) ab, während ein internerer Wall in Richtung auf Buechholz (N Egg) zielt. S und W von St. Meinrad verraten weitere Moränenreste eine Eistransfluenz des Linthgletschers zur Zeit des Würmhochstandes.

Die verrucanoführenden, gegen SSW einfallenden Schotter von Burg (500 m NW von Egg) sind als Relikte eines damals durch Schmelzwässer dieses transfluierenden Eislappons abgelagerte Stauschotter aufzufassen.

Noch eindrücklicher als diese ins Sihltal übergreifende Eislapponen von Oberegg-St. Meinrad erscheinen die Ablagerungen der zwischen Etzel und Höhronen ins Einsiedler Hochtal eingebrochenen Eiszunge, markiert durch den halbkreisförmig angeordneten Moränenwall Aenzenau-Hinterhorben-Allmig-Hartmannsegg-Nüberg-Altberg. Die wiederum verrucanoführenden Schotter der Hochebene von Bennau stellen die zugehörigen Stauschotter dar. Sie würden damit denjenigen der Burg NW Egg genetisch und altersmässig entsprechen, wogegen diejenigen des Meinradbrunnens zwischen Biberbrugg und Schindellegi während des Zürichstadiums abgelagerte Stauschotter der Sihl und der Alp darstellen.

Dem gleichen Eisstand wie dieser eindrucksvolle Moränenkranz NW von Einsiedeln gehören am Höhronen die Wälle von Höhronenboden, Unterer Rossberg, Mistlibüel, Ober Sparen, Dutz, Schwandegg, Stockacher und Schinhuet (1 km W Menzingen) an. AUG. AEPPLI (1894, S. 85) rechnete all diese Wallmoränenreste noch zur grössten Vereisung, zur Riss-II-Eiszeit. Eine derartige Alterszuordnung führt jedoch im Raume Schindellegi-Einsiedeln, wo sich die zeitliche Abfolge klarer erkennen lässt, zu zahlreichen Widersprüchen.

Eine weitere Kette deutlich erhaltener Wallmoränenreste begleitet die Seitenmoräne von Schindellegi-Hütten etwa 50–70 m höher oben. Sie lässt sich von Büel westlich des Etzels über Büelweid-Schwantenuwald-Triesischwand-Oribüel-Schönau bis über Finstersee hinaus verfolgen und dürfte, zufolge ihrer Lage zwischen Würmmaximalstand und Zürichstadium, wohl am ehesten mit den Endmoränen von Schlieren im Zusammenhang gebracht werden.

Die Datierung des Moränenkranzes Hinterhorben-Hartmannsegg-Altberg als Würmmaximum-Moräne, wie dies auch von K. HABICHT (1946, S. 62) dargestellt wird, gestattet nun, die würmeiszeitlichen Gletscherstände im Sihltal, im Alptal und über den Pass von Rothenthurm ebenfalls zeitlich einzuordnen. Da dieser Wall des Linthgletschers weder vom Sihl- noch vom Alpgletscher überfahren wurde, Sihl- und Alpgletscher während des Würmmaximums jedoch bis in die Gegend von Einsiedeln vorstießen, muss auch hier in den äussersten Endmoränenwällen dieser beiden Gletscher der äusserste Eisstand der Würmvergletscherung vorliegen. Die äusserste Sihl-Endmoräne, der Wall des Oberen Waldweges, schmiegt sich nun derart eng an den Moränenkranz des durch das Tor von Schindellegi eingebrochenen Eislappons des Linthgletschers an, dass es den Anschein erweckt, als ob der Sihlgletscher durch diese Eiszunge des Linthgletschers gestaut und am weiteren Vorrücken gegen das Zürichseetal gehindert worden wäre.

ROMAN FREI (1914, S. 9) betrachtete diese Wallmoränenbögen als dem zwischen den Stadien von Killwangen und Zürich sich einschaltenden Gletscherstand von Schlieren angehörig, da er für das Würmmaximum noch eine Vereinigung der Eiszungen des Linth-, Sihl-, Alp- und Reussgletschers annahm.

Während sich bei dem über den Pass von Rothenthurm vorrückenden Arm des Reuss/Muotagletscher drei deutlich voneinander getrennte Wälle abzeichnen, die ohne Schwierigkeit mit den drei Hauptstadien des Linthgletschers, den Stadien von Killwangen/Würenlos, Schlieren und Zürich oder mit denjenigen des Reussgletschers von Mellingen, Stetten und Bremgarten korreliert werden können, folgen sich diese drei Stadien sowohl beim Sihl- wie auch beim Alpgletscher dicht gedrängt, was eine sichere Zuordnung beträchtlich erschwert. Bei beiden Gletschern erscheint das Schlierenstadium – vielleicht mit Ausnahme des Walles von Chluft am NE-Ufer des Sihlsee – nicht mehr als eigener Wall; vielmehr erweckt die Anordnung der Moränenwälle den Eindruck, als ob die Eiszungen in sich zusammengeschmolzen, ohne dass es dabei zu einem eigentlichen Gletscherückzug gekommen wäre. Dies erscheint bei der Berücksichtigung der relativ kleinen Einzugsgebiete, die sich durch das geringe Ansteigen der Schneegrenze kaum veränderten, leicht verständlich.

Während des würmeiszeitlichen Gletscherhochstandes beherbergte auch das Tal des Grossbaches, das letzte linke Seitental des Sihlgletschers, einen bis gegen Obergross hinabreichenden Gletscher. Durch den Sihlgletscher und dessen linksufrige Seitenmoräne wurde den reichlich Schutt führenden Schmelzwässern des Grossgletschers der Abfluss versperrt, so dass es hinter der am Austritt des Grossen Runs deutlich in Erscheinung tretenden Wallmoräne von Rotmoos (mit Pt. 1018.1) – Geissgütsch zum Aufstau eines Gletscherrandsees und damit zur Ablagerung eines Stauschotters kam. In gleicher Weise wurde der Mieseggbach durch die rechte Seitenmoräne des Sihlgletschers gestaut, wodurch auch am Ausgang dieses Tales ebenfalls eine kleine Schotterebene entstand.

Verschiedentlich vorkommende Reste von Seitenmoränen an den Berghängen vermitteln Aufschluss über die Gefällverhältnisse der Zungenoberfläche des einstigen Sihlgletschers. Für die 8 km lange Strecke von der Stirnmoräne am N-Rand des Sihlsee bis Windbruch (NW von Euthal) und bis zum unteren Ahorenweidli auf der linken Talseite ergibt sich für die durch den Linthgletscherlappen gestaute Gletscheroberfläche des Sihlgletschers zur Zeit des Maximalstadiums ein Gefälle von 18‰ ; für das Zürichstadium errechnet sich von der Bräntenegg, der Einmündung eines kleinen, linken Seitengletschers aus dem Plattentobel, über Unter Hau (2 km S von Euthal) bis hinaus ans Nordende des Sihlsee, ein solches von 12‰ .

Weitere, dem Zürichstadium angehörige Wallmoränenreste finden sich im Einzugsgebiet der Minster bei Pt. 1077.8 (1,2 km W von Stöcken–Unteriberg) und beim Bueffengaden auf der W-Seite des Chäswaldtobels. Ebenso dürfte der von Bueffen gegen Laburg (SW Tschalun) sich hinunterziehende Wall bereits im Zürichstadium als Mittelmoräne zwischen den beiden Eisarmen aus dem Isen- und dem Chäswaldtobel angelegt worden sein.

Da der Minstergletscher mit einem Einzugsgebiet von bedeutend geringerer mittlerer Höhe bereits selbständig geworden war und im Zürichstadium nur noch

bis Gurgen vorstieß, vermochte ein Seitenlappen des Waaggletschers ins untere Minstertal einzudringen. Die Schotter von Jässenen, die von Gurgen zur Minsterbrücke abfallen und bereits von E. BRÜCKNER (1909, S. 545) festgestellt wurden, wären somit während des Zürichstadiums und in der Schwankung zwischen Zürich- und Hurdenstadium zur Ablagerung gelangt.

E. BRÜCKNER (1909, S. 545) ordnete alle diese Wälle des Minstergletschers noch dem Würmmaximum zu, so dass dieser nach seiner Ansicht während der ganzen letzten Vergletscherung selbständig geblieben wäre. Da sich jedoch sowohl auf der NE-Seite des Guggerenchopf in 1230 m als auch auf dem Adler, dem östlichen Ausläufer des von der Regenegg gegen Unteriberg verlaufenden Grates, in 1180 m dem Würmmaximum zuzurechnende Wallreste vorfinden, ist mit einer schwachen Eistransfluenz aus dem Waagtal über den 1123 m hohen Sattel von Oberiberg ohnehin zu rechnen.

Der Verlauf der tiefliegenden Moränen um Oberiberg, besonders die Wälle von Moos und Michelmatt sowie die undeutlichen Moränenreste auf Schrot, deuten darauf hin, dass über diesen Sattel selbst noch zur Zeit des Zürichstadiums eine geringe Eistransfluenz stattfand.

Schon die Lage der Schneegrenze, die für die Quelltäler der Sihl während des Maximalstandes der Würmvergletscherung auf einer Höhe von 1300 bis 1350 m anzunehmen ist, was auch E. BRÜCKNER (1909, S. 545) bei seinen nach zwei verschiedenen Methoden durchgeführten Berechnungen erhielt, lässt jedoch eine Vereinigung des Minster- mit dem Eis des Waaggletschers als viel wahrscheinlicher erachten.

Zur Zeit des Hurdenstadiums dürfte der Sihlgletscher noch etwa bis in die Gegend von Studen gereicht haben. Leider lassen sich dort heute nirgends mehr deutliche Wallreste erkennen. Dagegen zeichnet sich dieses Stadium im offenbar reichlicher Schutt liefernden Waagtal durch die bis in die Talsohle absteigenden und das Zungenbecken von Unteriberg begrenzenden Wallreste von Gütsch und Chüeeggen ab.

Während des spätglazialen Chindli/Seewen-Vorstosses, dem Churerstadium R. STAUBS, rückten auch die Gletscher aus dem Quellgebiet der Sihl abermals kräftig vor. So reichte der Sihlgletscher nochmals bis hinunter ins Aueli (3,5 km hinter Studen), wo ein deutlicher Wall einen Gletscherstand verrät.

Die etwas weiter talaufwärts gelegenen Moränenreste von Gribshli mögen das Chindli/Ingenbohrerstadium des Sihlgletschers dokumentieren. Als altersgleiche Endmoränen von Kargletschern dürfen wohl die Wälle auf der Wänialp, auf Alp Untersihl und derjenige des Schön Büel auf der E-Seite des Biet betrachtet werden.

Im benachbarten Waagtal mag das Eis damals noch bis an die Leiterenwand vorgerückt sein. Die bogenförmig talwärts strebenden Moränenreste im Chäserenwald belegen einen späteren Gletscherstand, der sich am ehesten mit demjenigen von Intschi im Reusstal korrelieren lässt. Dagegen scheinen die Wälle des Chalberalpeli oberhalb Alp Chäseren bereits den schlusseiszeitlichen Vorstoss zu bekunden.

Im obersten Sihltal wird dieses Stadium durch die Endmoränenwälle zweier Kargletscher dokumentiert, welche auf der E-Seite des Druesberg von den Chläbdächern und durch das Chräloch gegen die Sihltalhütte absteigen.

Das Kar des Sihlseelis und die übrigen, auf etwas über 1800 m Höhe gelegenen, heute seefreien Karmulden auf der W-Seite des Gebirgskammes, der den Lauiberg mit dem Wänifirst verbindet, beherbergten damals wahrscheinlich nochmals ein kleines Firnfeld.

Nur wenige 100 m ausserhalb des Linthgletscherlappens der Schwantenu (3 km N von Einsiedeln) stossen wir auf die äusserste Stirnmoräne des Alpgletschers. Dieser reichte zur Zeit des Würmmaximums als schlanker, jedoch nicht besonders mächtiger Eisstrom bis in die Gegend von Einsiedeln, wo er sich mit der ebenfalls gegen Einsiedeln vorstossenden Zunge des Sihlgletschers vereinigte und auf dem Schnabelsberg eine schotterreiche Moräne ablagerte. Da die Eisführung des Alpgletschers, zufolge eines rund fünfmal kleineren und im Mittel etwa 120 m tiefer gelegenen Einzugsgebietes, im Talkessel von Einsiedeln bedeutend geringer war als diejenige des Sihlgletschers, konnte der durch den zwischen Etzel und Höhrnen ins Hochtal von Einsiedeln eindringenden Linthgletscherlappen gestaute Sihlgletscher nur noch gegen das Zungenende des Alpgletschers hin ausweichen. Während des ersten Gletscherrückganges, der Schwankung zwischen Maximalstand und Schlierenstadium, vermochten sich Alp- und Sihlgletscher noch nicht aus dem Raume um Einsiedeln zurückzuziehen, bürsteten aber immerhin, wie der Linthgletscher, schon bedeutend an Eismächtigkeit ein. Die Moränenwälle Horgenberg–Blatten und Birchli–Armbüel–Hüendermatt NE von Einsiedeln dürften den Eisstand des Alpgletschers zur Zeit des Schlierenstadiums bekunden, während der Wall von Lincoln, seiner Lage entsprechend, am ehesten als die zur Zeit des Maximalstandes abgelagerte Mittelmoräne zwischen Sihl- und Alpgletscher aufzufassen ist. Die auffälligen Wälle von Dämpflen NW von Einsiedeln dürften als das dem Zürich-Vorstoss entsprechende Stadium zu deuten sein.

Im Alptal selbst stellt die über 3 km Länge sich erstreckende Schotterterrasse von Trachslau das eindrucklichste Glazialrelikt dar. Wie aus den Aufnahmen von W. BISIG (1950, S. 21 und 31) hervorgeht, sind diese auf Grund ihres Geröllinhaltes: Couches rouges, Alberese, Flyschsandstein und Ölquarzite, als Rückzugschotter der Alp zu betrachten, die, wie auch die Schotter der Brüelterraße (N des Einsiedler Stiftes), während des auf das Zürichstadium folgenden Eisschwundes aufgeschüttet wurden. Sie wären somit altersgleich mit den Schottern von Jässenen im Minstertal (vgl. S. 138). Bei diesem Eisschwund entstand im Zungenbecken von Einsiedeln ein Gletscherrandsee, was durch die Ablagerung von Gletschertönen eindrucklich dokumentiert wird.

Zur Zeit des Hurdenstadiums vermochte der Alpgletscher, zufolge des durch den Anstieg der Schneegrenzende depression bedingten Verlustes an Einzugsgebiet, höchstens noch bis gegen Ober Trachslau vorzustossen, da die Trachslauer Schotter frei von jeder Moränendecke sind. Der flache Wall bei Chriegmatt–Binzenegg (S von Trachslau) könnte allenfalls als durch Eisdruck eines länger stagnierenden Gletschers, etwa während des Hafnerstadiums aufgestaute Bildung, gedeutet werden.

Durch ausgedehnte Sackungen und Schuttkegel aus den wenig resistenten Flyschhängen wurden die spätglazialen Formen der Talhänge des hinteren Alp-

tales weitgehend verändert, so dass selbst ursprünglich abgelagerte Wallreste nachträglich wieder zerstört wurden.

Recht eindruckliche Endmoränenwälle treffen wir wieder um die Alphütten von Gspaa an (vgl. A. JEANNET 1935). Sehr wahrscheinlich dürften erst diese, wie auch die Moränen des Geissloches (E des Hackspitz), dem Hurdenstadium des Alpgleiters entsprechen, der aus dem Kar zwischen Grosse und Kleinem Mythen zufolge der extremen Schattenlage damals noch bis auf 1170 m hinunter vorzurücken vermochte. Die am Grossen Mythen bis gegen Zwüschet Mythen und am Kleinen Mythen bis auf rund 1400 m hinunterreichenden Wälle wären als Schneehaldenmoränen des Vitznau/Lauerzer-, Seewen- und Ingenbohrerstadiums zu deuten.

Versuchen wir nach diesem Abstecher in die Sihltaleralpen dem eiszeitlichen Linthgletscher vom Oberen Zürichsee an noch weiter talaufwärts zu folgen, so stellen wir fest, dass die eindeutig einem bestimmten Eisstand zuzuordnenden Reste von Wallmoränen immer undeutlicher werden. Dies ist wohl auch der Grund, weshalb weiter talaufwärts reichende Parallelstationsversuche bisher nur sporadisch unternommen wurden. Der Maximalstand wird noch durch die bis auf 1073 m hinaufreichende Seitenmoräne von Stofel (2,5 km ESE des Etzels) belegt. Die Wallreste auf Stollen und auf Ober Grabenegg südlich Lachen dürften bereits einem tieferen Gletscherstand entsprechen, sehr wahrscheinlich dem Zürichstadium. Für die längs der Stromlinie ca. 10 km betragende Strecke bis zum westlichen Etzel, wo sich dieser Eisstand wieder durch einen auffälligen Wall abzeichnet, würde ein Gefälle von 13‰ resultieren.

Auch die Berge des Wägitales lagen zur Zeit der Würmvergletscherung unter einer mächtigen Eisdecke. Durch das Tal des Aberenbaches und aus dem Kar zwischen Zindlenspitze, Brünnelstock und Schiberg, stiessen zwei Eisströme ins Becken des heutigen Wägitaler-Stausees vor und drangen durch den Engpass zwischen Aubrig und Guggelberg bis über Vorderthal hinaus vor.

Während des würmeiszeitlichen Gletscherhochstandes und noch während des Zürichstadiums drang ein Seitenlappen des Linthgletschers ins untere Wägital ein, der sich – wie aus der Verteilung der Erratiker hervorgeht – schon unterhalb Rempen mit dem Eis des Wägitales vereinigte. Während des nachfolgenden Eisschwundes wurde offenbar der Talkessel von Vorderthal zuerst eisfrei, wogegen die hinter dem Felsriegel Aubrig–Guggelberg gelegene Wanne des heutigen Wägitalersees noch von einem flachen Eiskuchen erfüllt war. Durch den Linthgletscher wurden die Schmelzwässer des Wägitalergletschers bei Rempen gestaut, was durch die Ablagerung der dort auftretenden Schotter eindrucklich dokumentiert wird.

Die von J. OBERHOLZER (1933, S. 484) dem Bühlstadium zugewiesene, äusserst markante Ufermoräne an der Mündung des Hohfläschentales sowie die Endmoräne auf der Aberenalp im hinteren Wägital, könnte nach der aus ihrer Lage sich ergebenden Schneegrenzendepression wohl dem Rückzugshalt von Rapperswil–Hurden gleichgesetzt werden. Denkbar ist allerdings auch, dass dieser Gletscherstand bereits dem Churerstadium R. STAUBS entspricht, ist doch für diesen kurzfristigen Vorstoss – der vor allem die kleinen Seitengletscher mächtig anwachsen und vorrücken liess, wogegen die grösseren und daher reaktionsträgeren Haupttalgletscher auf diesen spätglazialen Kältestoss bedeutend schwächer reagierten –

nochmals mit einem der Schneegrenzendepression des Hurdenstadiums nahekommenden Wert zu rechnen. Die tiefe Lage des Zungenendes des Hohfläschengletschers lässt sich aus der schluchtartig engen Talgestalt, deren Steilheit und deren extremer Schattenlage gut verstehen. Die höher gelegenen, viel undeutlicher in Erscheinung tretenden Moränenreste wären sodann als spätere Rückzugsstadien zu betrachten. Die bis auf etwa 1550 m absteigenden Endmoränenwälle auf der Redertenalp (E der Lufthütte) und auf der Flubrigalp würden, ebenfalls zufolge ihrer ausgesprochenen Schattenlage und den deshalb sehr tief hinunter reichenden Eiszungen, den schlusseiszeitlichen Gletschervorstoss dokumentieren.

Verfolgen wir die Moränenbildungen des sich zurückziehenden Linth/Rheingletschers von Rapperswil-Hurden weiter talaufwärts, so fällt uns bei Reichenburg ein flacher, weit in die Ebene sich vorschiebender Wall auf. Die geologische Karte des Kantons Glarus verzeichnet den Wall von Hirschlen zusammen mit der ähnlich in die Linthebene hinauslaufenden flachen Erhebung des Büel bei Buttikon als «Delta von Reichenburg und Buttikon (? Pleistocaen)». R. STAUB (1934, S. 275) dagegen fasst diese Bildungen als Rückzugsmoränen des Linthgletschers auf. Die nähere Untersuchung zeigte, dass diese wallartigen Erhebungen tatsächlich zum grössten Teil aus sandigen, W- bis NW-einfallenden Schottern bestehen. Dazu gesellen sich zahlreichere kleinere und grössere Erratiker, die, wie das Schottermaterial selbst, ausnahmslos aus dem Glarnerland stammen. An eine Schüttung durch Seitenbäche aus der subalpinen Molasse, etwa durch den Chälen- oder den Rütibach, ist somit nicht zu denken, umsomehr als auch die Gestalt und ihre innere Struktur in keiner Weise dafür sprechen. Viel wahrscheinlicher erscheint dagegen, dass diese eigenartigen Formen ihre Entstehung einem kurzfristigen Gletscherhalt verdanken. In durchaus gleichem Sinne weisen uns die tief liegenden Blockfelder von Erratikern und Moränenreste auf der Luvseite des Benkner Büchels, vor allem S und E von Rütenen, bei Hof, zwischen Hof und Hornen und bei Hornen selbst. Während sich zwischen Benkner Büchel und Gasterholz heute keine sicheren Spuren eines Gletscherstandes mehr beobachten lassen, finden sich solche wiederum, wenn auch in weit geringerem Masse, am rechten Eisrand des Linthgletschers, zwischen Gasterholz und Altwisstock, wo wir neben zahlreichen Erratikern, hier vorwiegend Nagelfluhblöcke vom Schänniserberg, auch geringfügige Wallrelikte erkennen. Diesem Eisstand zugehörige Seitenmoränen und Erratiker beobachten wir auf der rechten Talseite am Biberlichopf (E von Ziegelbrücke), bei den Höfen (N von Weesen) sowie bei Betlis, während der linksseitige Gletscherrand durch die Moränen von Musrüti (1 km E von Bilten) und Fall am E-Grat des Hirzli (W von Niederurnen) markiert wird. Aus den Höhenlagen der Wallmoränenreste im Raume von Weesen ergibt sich, dass hier der Linthgletscher gut 100 m mächtiger war als der durch das Walenseetal fliessende Arm des Rheingletschers, dessen Oberfläche bei Betlis damals noch bis auf rund 500 m hinaufreichte, während der Linthgletscher am E-Grat des Hirzli noch auf über 600 m eine Moräne ablagerte. Diese Beobachtung deckt sich mit den von P. BECK (1926) ausgeführten Berechnungen. Für einen bis Weesen reichenden Linthgletscher errechnet dieser Autor eine Schneegrenzhöhe von 1745 m, für einen durchs Walenseetal abfliessenden Arm des Rheingletschers eine solche von 1620 m.

Im Gegensatz zum Hurdenstadium, das allgemein mit den Stadien von Gisikon, Baar-Steinhausen und Konstanz parallelisiert wird, stellt dasjenige von Reichenburg, wie die entsprechenden Stadien im Reuss-(Stans/Vitznau und Lauerz) und im Rheinsystem (Altstätten-Dornbirn), jedoch nur einen relativ kurzen Halt innerhalb des spätwürmeiszeitlichen Gletscherrückzuges dar.

Neben den Wallresten des Reichenburger Haltes hinterliessen am Ausgang des Glarnerlandes auch die älteren Gletscherstände des würmeiszeitlichen Rückzuges ihre Spuren. So repräsentieren die Moränenreste am Stogg und bei Tschingel (SW von Niederurnen) das Hurden-Stadium, die deutlichen Wallreste von Sol (2 km WNW von Niederurnen) das Zürichstadium, während die höchsten Wälle am Hirzli-E-Grat bei P. 1243 bereits den Maximalstand der Würmvereisung dokumentieren. Berechnen wir wiederum das Gefälle der Gletscheroberfläche, so erhalten wir für den Abschnitt Hirzli-Etzel im Maximalstadium 11‰ , für das Zürichstadium 10‰ , für das Hurdenstadium 19‰ und für den Reichenburger Halt 27‰ .

Im vorderen Glarnerland ist die Geschichte des würmeiszeitlichen Gletscherrückzuges eng mit der Frage nach den Abrissnischen der zahlreichen Bergstürze und den Zeiten ihres Niederbrechens verknüpft. Während J. OBERHOLZER (1900) im vorderen Klöntal zwei zeitlich nacheinander erfolgte Stürze auseinander zu halten glaubte: eine möglicherweise vom Glärnisch-Gleiter ausgebrochene Sturzmasse, die nach dem Niedergang nochmals vom Gletscher überfahren wurde, und ein aus der Nische zwischen Dejenstock und Wiggis niedergefahrener Sturz ohne jede Moränenbedeckung, hat das Vorkommen von Triasgesteinen im Gebiet des Gleiter-Bergsturzes die Gemüter einiger Glarner Geologen erregt (vgl. hiezu R. STREIFF-BECKER, 1954, S. 172). Neuestens deutet C. SCHINDLER (1958), der das gesamte östliche Glärnischgebiet geologisch neu aufgenommen hat, die Triasgesteine des Hochwaldes als Teil einer frontalen Zerrüttungszone der Forenstock-(= Mürtschen-)Serie, welche nachträglich vom nochmals vorstossenden Glärnischgletscher überprägt wurde.

Zufolge gewaltiger Steilabfälle und dadurch bedingter Niedergänge ausgehnter Bergsturzmassen fehlen im Klöntal weitgehend direkte Zeugen von Gletscherständen. Das eindrucklichste Glazialrelikt stellt ohne Zweifel der bereits von ARNOLD ESCHER (1846, S. 79) beschriebene Moränenwall von Richisau dar, der sich im hinteren Klöntal quer über die zum Prugel ansteigende Talstufe legt. Da sich dieser Moränenwall einerseits deutlich in das gegen S sich öffnende Rossmattental hinein verfolgen lässt, andererseits in den reichlich mit glazial transportierten Schrattenkalkblöcken bedeckten Hängen des Schwändeli eine Fortsetzung gegen E zu erkennen ist, war ihre Natur: eine Seitenmoräne eines einst bis ins Klöntal vorrückenden Glärnischgletschers, schon frühzeitig erkannt worden.

J. OBERHOLZER (1933, S. 485) nimmt an, dass das Gletscherende zur Zeit, als der Richisauer Wall abgelagert wurde, bei Vorauen in etwa 850 m Höhe lag, da er diese, den damaligen Kenntnissen entsprechend, dem Gschnitzstadium zu-rechnet und E. BRÜCKNER hierfür eine zugehörige Schneegrenzenhöhe von 1960 m angibt, was einer Depression von 600 m gleichkommt. Wie jedoch die neue Kartierung des Talkessels von Vorauen zeigte, lassen sich hier nirgends Anzeichen eines einstigen Gletscherendes finden. Auch wäre die in unmittelbarer Eisrandnähe

gelegene Wanne des Klöntalensees durch reichliche Schuttführung der Schmelzwässer dann wohl weitgehend ausgefüllt worden.

Viel wahrscheinlicher ist, dass der Glärnischgletscher damals noch den Trog des Klöntalensees mit Eis erfüllte und seine Zunge in diesem extremen Kaltluftbereich im N der gewaltigen Glärnischmauer noch bis hinunter zum Grundchopf oberhalb Riedern reichte, wo wir auch in der Tat einige wallartige Moränenreste antreffen. Nehmen wir für das 6 km lange, flache Talstück von Bodenberg bis Rodannenbergr ein Gefälle der Gletscheroberfläche von 20‰ an, so hätte die Eiskecke über dem vorderen Klöntalensee noch eine Mächtigkeit von gegen 200 m erreicht, was für eine 3,5 km lange, schmale Zunge durch die Löntschschlucht hinunter bis zum Grundchopf gerade noch ausgereicht hätte.

Auch während der nachfolgenden Klimaverbesserung und dem damit verbundenen Eisschwund, lag im Schatten der jäh abfallenden Glärnisch N-Wand wohl noch längere Zeit eine vom Glärnischgletscher abgetrennte, lediglich von niederstürzenden Eis- und Schneelawinen genährte Toteismasse, so dass die Wanne des Klöntales vor allzurash fortschreitender Auffüllung bewahrt blieb.

Diese, neuerdings ebenfalls von R. STREIFF-BECKER (1954, S. 173) geäußerte Auffassung findet auch noch in einer bisher nie restlos befriedigend gedeuteten Erscheinung eine weitere Stütze. In der Ebene zwischen Elmerberg und Alpeli-boden liegen auf wenig erhöhtem, welligem Grund wahllos verstreut zahlreiche grössere Blöcke. J. OBERHOLZER (1900, S. 86–89 und 1934, Tagebuch 53, S. 70) betrachtete die Blöcke als eine alte, in deltaartige Alluvionen eingebettete Moränenbildung. Auf J. OBERHOLZERS „Geologischen Karte des Kantons Glarus“ (1942) werden sie als Bergsturzmasse dargestellt. Bei der Neuaufnahme des Gebietes zeigte sich, dass die Blöcke, die vorwiegend aus Schrätkalk und zu einem kleinen Teil aus Seewerkalk, mittlerer Kreide und Hauterivien-Kieselkalk bestehen, nur aus dem vordersten Abschnitt des Rossmattertales, vom Milchplanggenstock, dem westlichsten Glärnischgipfel, oder – was bedeutend wahrscheinlicher ist – aus der E-Wand der Silbernen ausgebrochen sein können. Ein direkter Sturz aus diesen Gebieten fällt jedoch schon aus rein orographischen Gründen ausser Betracht. Ein Flusstransport ist ebenfalls auszuschliessen; dazu sind die Kubaturen der Blöcke viel zu gross, das Gefälle der Talsohle viel zu flach. Es verbleibt somit nur die Möglichkeit einer glazialen Verfrachtung. Da führt uns die Seitenmoräne von Richisau auf eine Spur. Verfolgen wir diese vorherrschend aus Schrätkalk bestehende Blockstreuung hinein ins Rossmattertal, so stellen wir fest, dass sie auf die ebenfalls vorwiegend aus Schrätkalkblöcken bestehenden Felsstürze W Chlönstalden hinzielt. Diese Felsstürze brachen offenbar auf den Gletscher nieder, als dieser die Richisauer Moräne ablagerte und seine Zunge noch bis zum Grundchopf vorstiess. Beim Rückzug schmolz der Gletscher unterhalb des Absturzes von Chlönstalden durch. Dabei half vor allem die Richisauer Chlön kräftig mit, da sich diese nach dem Durchbrechen der Richisauer Moräne gegen S wandte und im Alpeli-boden seitlich auf den Rossmattgletscher traf, was sich heute noch deutlich in der Oberflächengestalt, einem alten, N–S verlaufenden Torso der Richisauer Chlön, abzeichnet.

Dieses Durchschmelzen des Glärnischgletschers bewirkte im Laufe des weiteren Eisschwundes bei der im Klöntal liegenden Toteismasse ein schwaches rückläufiges

Gefälle der Eisoberfläche, so dass die auf dem Eise liegenden Blöcke nicht mehr talauswärts verfrachtet, sondern nach dessen Abschmelzen auf dem Grunde eines sich damals bildenden Gletscherstausees abgelagert wurden.

Im Rossmattertal selbst, stossen wir N den Hütten von Chlönstalden auf Gletscherablagerungen, auf Grundmoräne und blockreiche, N–S verlaufende, flache Wälle. Weitere Moränenreste beobachten wir in den blockübersäten, sohlen-nahen Talhängen unterhalb der Rossfelli und auf dem Grappliboden. Auch auf dem Rotenboden, etwa 500 m unterhalb Chäseren Stafel, deutet ein reliktscher Stirnwall auf einen kurzfristigen Gletscherstand. Bedeutendere Moränenreste treffen wir auf Chäseren und im Alternwäldli W von Werbenstafel. Die Schneegrenze bestimmt J. OBERHOLZER (1933, S. 485), unter der Annahme eines Gletscherendes um 1300 m – der untere Wall auf dem Rotenboden reicht allerdings bis auf 1200 m hinunter – zu 2250 m und ordnet diese Moränengruppe dem Daunstadium zu. E. BRÜCKNER (1909, S. 635) erhält als Schneegrenze 2240 m für ein Zungenende in 1250 m. Moränenreste auf Läger und Kuhgriesern (S der Glärnischhütte), die einen noch bis auf 1600 m hinabreichenden Zungenstand des Glärnischgletschers dokumentieren sowie prachtvoll sich abzeichnende, bis 1700 m absteigende Wälle auf Alp Bächi, der Zeinenmatt und Chratzeren, belegen ein weiteres Rückzugsstadium. Daraus errechnet sich für den Glärnischgletscher eine Schneegrenze von etwa 2350–2400 m, also eine Depression von 150–200 m. Dieses Stadium dürfte wohl dem Corvatsch-Stadium R. STAUBS (1949) entsprechen.

Da die Moränenreste im Linthtal schon von J. OBERHOLZER (1900, 1933) und in seinem mittleren Abschnitt neuestens von C. SCHINDLER (1958) eingehend untersucht und beschrieben wurden, können wir uns hier auf die altersmässigen Gleichsetzungen mit dem Glärnischgletscher und dem Reuss/Muotasytem beschränken.

Die bis zum Grundchopf oberhalb Riedern hinunterreichende Eiszunge des Glärnischgletschers ist wohl ohne Bedenken dem Mollis/Netstaler Vorstoss des Linthgletschers zeitlich gleichzusetzen, wie dies ebenfalls C. SCHINDLER (1958) postuliert und was anderseits auch mit den von P. BECK (1926) ausgeführten Berechnungen sehr gut übereinstimmt.

Die nächsten deutlichen Endmoränenwälle mit zugehörigen Seitenmoränen und talwärts sich anlehnenden Schotterebenen beobachten wir im Grosstal bei Nidfurn (J. OBERHOLZER, 1900, S. 147 und 1933, S. 475, E. BRÜCKNER, 1909, S. 633) und im Kleintal bei Wart (J. OBERHOLZER, 1933, S. 495). Diese beiden sich entsprechenden Eisstände der nun endgültig selbständig gewordenen Gross- und Kleintalgletscher sind mit einem die Gegensteigung der Schwammhöhe von rund 200 m nicht mehr zu überwindenden, nur noch bis Rodannenberg reichenden Glärnischgletscher zu korrelieren.

Während so die Gletscherstände Grundchopf und Netstal des Glärnisch- und des Linthgletschers dem Chindli/Seewen-Stadium des Reussgletschers gleichgesetzt werden können, dürften diejenigen von Nidfurn, Sool und Rodannenberg demjenigen von Chindli/Ingenbohl entsprechen, gibt doch auch P. BECK (1926) für die beiden Gletscherstände bei Schwanden nahezu übereinstimmende mittlere Höhen ihrer Einzugsgebiete an, wie für den Mollis/Netstaler Stand.

Als nächstes, durch Endmoränen belegtes Stadium finden wir bei Boden, 2 km S Linthal, wiederum deutliche Wallreste. Diese lassen ein zugehöriges, heute jedoch durch den riesigen Schuttkegel der Auengüter bedecktes einstiges Zungenbecken wenig hinter Linthal als wahrscheinlich erachten. Im Reusstal reichte damals der Gletscher bis Wassen (vgl. S. 129), was wiederum mit den von P. BECK (1926) errechneten Werten für die mittleren Höhen der Einzugsgebiete und der Schneegrenzendepressionen sehr gut übereinstimmt, während der Linthgletscher zur Zeit, als der Reussgletscher bei Intschi endigte, das Linthal wohl noch bis Betschwanden mit Eis erfüllte.

An weiteren Moränenresten nennt J. OBERHOLZER (1933, S. 493) diejenigen S der Vereinigung von Sand- und Limmerenbach sowie die bereits von ALB. HEIM (1885) festgestellten, zwischen 1380 m gelegenen Endmoränenwälle bei Hinter Sand, für die E. BRÜCKNER (1909, S. 635) eine Schneegrenzendepression von 300 m errechnet und sie daher dem Daun-Stadium zuweist. Diese Moränenwälle sind aber offenbar nicht alle streng synchron. Zum Teil markieren sie sicher den schluss-eiszeitlichen Vorstoss des Sandgletscher, der sich offenbar nur während des ersten Vorstosses mit dem Bifertengletscher vereinigte, dann aber bald selbständig wurde; diejenigen an der Einmündung des Bifertentales stellen jedoch eher ein späteres Rückzugsstadium dar. In 1560 m, also nur rund 250 m höher, treffen wir nach J. OBERHOLZER (1933, S. 493) und R. STREIFF-BECKER (1939) bereits auf die äusserste Moräne aus historischer Zeit, auf diejenige von 1620.

ZUSAMMENFASSUNG

Überblicken wir abschliessend anhand von Tabelle und Karte nochmals die auf Grund umfangreicher Terrainbegehungen und zahllosen Abschätzungen von Schneegrenzendepressionen gewonnenen zeitlichen Korrelationen der Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems sowie ihrer beiden Nachbarsysteme, dem Aare- und dem Rheingletscher, so fällt uns dabei vor allem die ausserordentlich feine Übereinstimmung der Oscillationen des wärmeiszeitlichen Gletscherrückzuges auf. Wie schon E. BRÜCKNER (1909, S. 584) feststellte, sind diese nur als Ausdruck eines für den nordalpinen Bereich offenbar vollkommen konform verlaufenden Ablaufes der Klimaschwankungen zu werten. Wohl fallen da und dort einzelne Stadien zusammen, so dass sich das Bild des Eisrückzuges namentlich in den Haupt-Talsystemen scheinbar einfacher gestaltet. Doch stellt sich dann hinter derartigen Wällen stets ein mehr oder weniger tiefes, von persistierendem Eis erfülltes Becken ein, so dass beim nächsten Eisvorstoss der Gletscher wiederum bis an die frühere Stirnmoräne vorzurücken vermochte, während Talläufe mit ausgeglichenerem Sohlengefälle und meist auch kleinerem Einzugsgebiet sich durch mehrere hintereinander angeordnete Moränenwälle auszeichnen und daher eine feinere Gliederung erlauben.

Immerhin bedarf dieser Parallelisationsversuch durch weitere Studien eines gesicherten Anschlusses an die Gletschersysteme der Ostalpen, insbesondere ans Innsystem, von wo die Erforschungsgeschichte des eiszeitlichen Geschehens schon von jeher grosse Impulse empfangt. Eingedenk der Schwierigkeiten einer altersmässigen Korrelation über den Alpenkamm hinweg, sei abschliessend doch noch

der Versuch gewagt, die Stadien des Reuss- und Linthsystems ins allgemeine Schema des alpinen Würmgletscherrückzuges einzufügen:

Rückzugsstadien des Reuss/Linthsystems:	Alpine Rückzugsstadien:
Gisikon/Hurden	} = Ammersee (Bühl)
Vitznau-Lauerz/Reichenburg	
Chindli-Seewen/Mollis	} = ? Schlern
Chindli-Ibach/Netstal	
Chindli-Ingenbohl/Nidfurn	Alt-Gschnitz
Intschi/Betschwanden	Jung-Gschnitz
Wassen/Auergüeter	} = Daun
Göschenen/Üeli	
Jäntelboden/Hinter Sand	Post-Daun

Dieser Entwurf ist allerdings durch absolute Altersmessungen mit Hilfe der C_{14} -Methode, des radioaktiven Zerfalles von organischem Kohlenstoff aus Moränen- und Schotterablagerungen, noch zu überprüfen und zu festigen. Dadurch bekämen die auf rein geologischem Wege gewonnenen Resultate, die naturgemäss nur das Abbild der aufeinander folgenden Amplituden der Klimaschwankungen zu liefern vermögen, auch noch ihre zeitliche Fixierung, was anderseits endlich eine gesicherte Korrelation mit der nordischen Vereisung ermöglichen würde.

LITERATURVERZEICHNIS

- AEPPLI, A. (1894): *Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 4.
- AMPFERER, O. (1936): *Waren die Alpen zwischen Würmeiszeit und Schlussvereisung unvergletschert?* Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. I, 145/7–10, S. 201–208.
- ARBENZ, P. (1905): *Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 18.
- BECK, P. (1926): *Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen*. Mitt. naturw. Ges. Thun, 1.
- (1933): *Über das schweizerische und europäische Pliozän und Pleistozän*. Eclogae geol. Helv. 26/2, S. 335–437.
- (1943): *Die Natur des Amtes Thun*. Das Amt Thun, 1.
- (1955): *Neue Gesichtspunkte zum Problem der übertiefenden Gletschererosion*. Eclogae geol. Helv. 47/2, S. 369–373.
- BISIG, W. (1950): *Quartärbildungen in der Umgebung von Einsiedeln*. Diplomarb. Abt. X ETH, dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
- BLUMER, S. (1902): *Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen*. Eclogae geol. Helv. 7/3, S. 203–244.
- BÖGLI, A. (1951): *Die Entstehung des Baldeggersees*. Heimatkde. Seetal, 25.
- BOESCH, H. H. (1946): *Exkursion Nr. 6: Uetliberg–Birmensdorf–Bremgarten*. In: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich*. Geol. Ges. Zürich. – Zürich.
- BRÜCKNER, E. (1909): Siehe PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909).
- BRÜCKNER, W. (1938): *Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri*. Eclogae geol. Helv. 30/2, S. 273–292.
- BÜHLER, A. (1928): *Das Meiental im Kanton Uri*. Bern.

- BUXTORF, A. (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks*. Schweiz. Geol. Komm.
 – (1916): *Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigi-Hochfluh*. Schweiz. geol. Komm.
 – (1924): *Geologie des Pilatus*. Verh. schweiz. naturf. Ges., Luzern, S. 31–47.
- DU PASQUIER, L. (1891): *Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 1.
- ESCHER, ARN. (1846): *Gebirgskunde*. In: HEER, O. & BLUMER-HEER, J.-J.: *Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz*, 7: *Der Kanton Glarus*, S. 51–90.
- FICHTER, H. J. (1934): *Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 69.
- FREI, E. (1946): *Exkursion Nr. 11: Zürich–Forch–Greifensee–Dübendorf–Schwamendingen*. – In: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich*. Geol. Ges. Zürich. – Zürich.
- FREI, ROMAN (1912): *Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 41.
 – (1914): *Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und Oberem Zürichsee*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 45/1.
- FREY, O. (1907): *Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss*. Neue Denkschr. schweiz. Ges. ges. Naturw. 39/2.
- FRÜH, J. (1907a): *Zur Bildung des Tösstales*. Eclogae geol. Helv. 9/3, S. 388.
 – (1907b): *Zur Morphologie von Brunnen–Schwyz*. Eclogae geol. Helv. 9/3, S. 399–407.
- HABICHT, K. (1946): *Exkursion Nr. 9: Rapperswil–Pfäffikon–Schindellegi–Hohen Ronen–Ägeri*. In: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich*. Geol. Ges. Zürich. – Zürich.
- HANTKE, R. (1949): *Geologische Untersuchungen im Silbergebiet (Kte. Glarus und Schwyz)*. Diplomarb. Abt. X ETH, dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
- HAUSWIRTH, W. (1913): *Geologie der Gebirge südlich von Muotatal*. Eclogae geol. Helv. 12, S. 601–662.
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi–Windgällengruppe*. Basel.
 – (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
 – (1894a): *Die Entstehung der alpinen Randseen*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 39/1, S. 66–84.
 – (1894b): *Über das absolute Alter der Eiszeit*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 39/2, S. 180–186.
 – (1895): *Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Gruppen*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 40, S. 1–32.
 – (1919): *Geologie der Schweiz, 1*. – Leipzig.
- HELBLING, E. (1952): *Morphologie des Sernftales*. Geogr. Helv. 7/2.
- HÖHN, W. (1934): *Das Werden unseres Heimatbodens. Bilder aus der Herrschaft Wädenswil*. Njbl. Leseges. Wädenswil, 5.
- HUBER, R. (1956): *Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 101, Beih. 1.
- HUG, J. (1917): *Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 62, S. 125–142.
- JÄCKLI, H. (1948): *Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald*. Jber. naturf. Ges. Graubündens, 81, S. 15–20.
 – (1956): *Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal*. Geogr. Helv. 9/1, S. 46–59.
- JEANNET, A. (1935): *Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen–Iberg–Sihl)*. Eclogae geol. Helv. 28/2, S. 627–640.
- JEGERLEHNER, J. (1902): *Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz*. GERLANDS Beitr. Geophys. 4/3.
- KAUFMANN, F. J. (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. (Gebiete der Kantone Bern, Luzern, Schwyz und Zug, enthalten auf Bl. VIII.)* Beitr. geol. Karte Schweiz, 11.
 – (1877): *Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stans, enthalten auf Bl. IX.* Beitr. geol. Karte Schweiz, 14/2.
- KLEBELSBERG, R. v. (1949): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2: Die eiszeitliche Vergletscherung der Alpen*. Wien.
- KNAUER, J. (1938): *Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet*. Abh. geol. Landesuntersuchung Bayer. Oberbergamt 33.

- KNAUER, (1954): *Über die zeitliche Einordnung der Moränen der Zürich-Phase im Reussgletscher-Gebiet*. Geogr. Helv. 9/2.
- KOPP, J. (1945): *Erläuterungen zu Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Bl. 186–189, Bero-münster–Eschenbach*. Schweiz. Geol. Komm.
- (1947): *Die Vergletscherung der Rossberg-Nordseite*. Eclogae geol. Helv. 39/2, S. 274–277.
 - (1954): *Die Lokalvergletscherung der Rigi*. Eclogae geol. Helv. 46/2, S. 237–239.
- KUROWSKI, L. (1891): *Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung des Finsteraar-horns*. PENCKs geogr. Abh. 5/1.
- LÜDI, W. (1939): *Die Geschichte der Moore des Sihltales bei Einsiedeln*. Veröff. geobot. Inst. RÜBEL, Zürich, 15.
- (1955): *Die Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland mit Ausblicken auf die Ost- und Westalpen*. Ber. geobot. Forschungsinst. RÜBEL, Zürich (1954).
- MACHATSCHKE, F. (1928): *Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden*. Mitt. geogr.-ethnogr. Ges. Zürich 27/28.
- MOOS, A. v. (1946): *Exkursion Nr. 7: Thalwil–Albispass–Affoltern a. A. Jonen–Bonstetten*. In: *Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich*. Geol. Ges. Zürich. – Zürich.
- NABHOLZ, W. (1952): *Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 44/2, S. 323–332.
- OBERHOLZER, J. (1900): *Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 9.
- J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 28.
 - (1930–1938): *Geologische Tagebücher, 51–57*. Dep. geol. Inst. ETH, Zürich.
- PAVONI, N. (1953): *Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse*. Geogr. Helv. 8/3, S. 217–226.
- (1956): *Molassetektonik, Terrassen und Schotter zwischen Glattal, oberem Zürichsee und Sihlthal*. Eclogae geol. Helv. 48/2, S. 360–363.
- PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- QUEREAU, E. C. (1893): *Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 3.
- RÜTIMEYER, L. (1877): *Der Rigi*. Basel, Genf, Lyon.
- RUTSCH, R. F. (1947): *Molasse und Quartär des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern)*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 87.
- SALATHÉ, R. (1957): *Die stadiale Gliederung des Würmgletscherrückzuges in den Schweizer Alpen*. Geogr. Helv. 12/2, S. 116–117.
- SIDLER, W. (1902): *Das Gebiet des Stiftes Einsiedeln*. In: RINGHOLZ, O.: *Geschichte des Benediktinerstiftes von Einsiedeln, 1*, S. 11–19. Einsiedeln.
- SCHINDLER, C. (1958): *Zur Geologie des Glärnischs*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF].
- SMIT-SIBINGA, G. L. (1921): *Die Klippen der Mythen und der Rotenfluh*. Diss. Univ. Zürich. Hannover.
- STAUB, R. (1934): *Zürich–Weesen–Chur–Thusis–Tiefenka-stel–Julier–Engadin–Bergell–Chiavenna*. In: *Geologischer Führer der Schweiz 4*. Schweiz. geol. Ges. Basel.
- (1938a): *Altes und Neues zum Flimser-Bergsturz*. Verh. schweiz. naturf. Ges. Chur, S. 60–85.
 - (1938b): *Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav*. Eclogae geol. Helv. 31/1, S. 125–136.
 - (1939): *Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen*. Eclogae geol. Helv. 31/2, S. 274–277.
 - (1953): *Der Pass von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung*. Jber. naturf. Ges. Graubündens, 83.
- STAUB, W. (1911): *Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 32.
- STEIN, M. (1948): *Morphologie des Glattales*. Diss. Univ. Zürich.
- STREIFF-BECKER, R. (1939): *Glärner Gletscherstudien*. Mitt. naturf. Ges. Kt. Glarus, 6.
- (1949a): *Der Bächifirn. Ein Kuriosum in den Alpen*. Die Alpen 25/7, S. 264–266.
 - (1949b): *Der Glärnisch-Gletscher*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich, 94/2, S. 109–122.
 - (1954): *Die Triasgesteine im Bergsturz Glärnisch-Gleiter*. Eclogae geol. Helv. 46/2, S. 171–174.

- SUTER, H. (1939): *Geologie von Zürich*. Zürich.
 – (1944): *Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein*. *Eclogae geol. Helv.* 37/1, S. 83–98.
 – (1956): *Geologie des Sihltales*. Bl. Vereinig. Pro Sihltal, 6.
 WELTEN, M. (1944): *Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez*. Veröff. geobot. Inst. RÜBEL 21, Zürich.

Geologische Karte der Schweiz 1:100 000:

- ESCHER, A., GUTZWILLER, A., MOESCH, C., & KAUFMANN, F. J. (1875): *Bl. 9 (Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans)*.
 MOESCH, C., KAUFMANN, F. J., ERNI, A., & JEANNET, A. (1913): *Bl. 8 (Aarau–Luzern–Zug–Zürich)* 2. Aufl.
 HEIM, ALB., ESCHER, A., THEOBALD, G., BALTZER, A., & FRITSCH, K. v. (1885): *Bl. 14 (Altdorf–Chur)*.

Geologische Spezialkarten herausgegeben von der Schweiz. geol. Kommission:

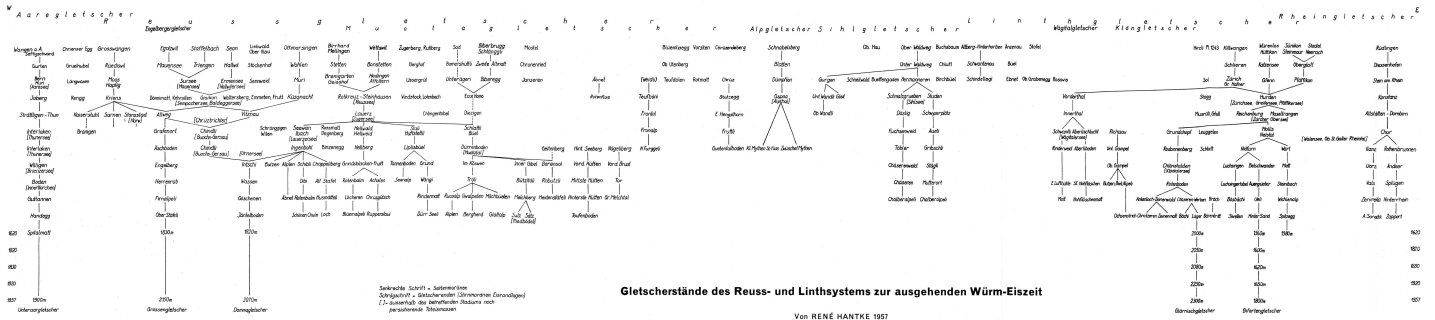
- ARBENZ, P. (1905): *Geologische Karte des Fronalpstockes bei Brunnen*, 1:50000, 41.
 – (1911): *Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen*, 1:50000, 55.
 – (1918): *Geologische Karte der Urirotstockgruppe*, 1:50000, 84.
 BECK, P., & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun–Stockhorn*, 1:25000, 96.
 BUXTORF, A. (1910): *Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette*, Bl. 2: *Bürgenstock*, 1:25000, 27a.
 – (1916): *Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette*, Bl. 3: *Rigihochfluh*, 1:25000, 29a.
 BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P., & STAUB, W. (1916): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte*, 1:50000, 66.
 FEHR, W. (1926): *Geologische Karte der Urserenzone*, 3:100000, 110.
 FREI, R. (1912): *Geologische Karte des Lorzetobel–Sihlsprung-Gebietes (Kt. Zug)*, 1:25000, 70.
 – (1912): *Karte der diluvialen Gletscher der Schweizeralpen* 1:1000000, 74.
 HEIM, ARN., & OBERHOLZER, J. (1907): *Geologische Karte der Gebirge am Walensee*, 1:25000, 44.
 MÜHLBERG, F. (1910): *Geologische Karte des Hallwilersees und des obern Winen- und Surtales*, 1:25000, 54a.
 OBERHOLZER, J. (1900): *Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels*, 1:20000, 21.
 OBERHOLZER, J., & HEIM, ALB. (1910): *Geologische Karte der Glarneralpen* 1:50000, 50.
 OBERHOLZER, J. (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus*, 1:50000, 117.
 QUEREAU, E. C. (1893): *Die Klippenregion von Iberg (Sihltal)*, 1:25000, 14.
 STAUB, W. (1911): *Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanental*, 1:50000, 62.
 STAUB, R. (1946): *Geologische Karte der Bernina-Gruppe*, 1:50000, 118.

Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000:

- BECK, P., & RUTSCH, R. F. (1949): *Bl. 336–339: Münsingen–Heimberg*.
 KOPP, J. (1945): *Bl. 186–189: Beromünster–Eschenbach*.
 KOPP, J., BENDEL, L., & BUXTORF, A. (1955): *Bl. 202–205: Rothenburg–Luzern*.

Topographische Karten:

- LK 1:25000: Bl. 1090, 1091, 1110, 1111, 1113, 1130, 1131, 1132, 1133, 1134, 1150, 1151, 1152.
 LK 1:50000: Bl. 236, 245, 246, 254, 255, 256.



Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würm-Eiszeit

Von RENÉ HANTKE 1957

Synchrone Gletscherstände auf gleicher Horizontalen

