Zeitschrift: Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft = Actes de la Société Helvétique des Sciences Naturelles = Atti della Società Elvetica di Scienze Naturali

Herausgeber: Schweizerische Naturforschende Gesellschaft

Band: 89 (1906)

Artikel: Über Form und Grösse der glazialen Erosion

Autor: Früh, J.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-90148

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 08.09.2025

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

Über Form und Grösse der glazialen Erosion.

Von *J. Früh,* Zürich.

Angesichts der grossartigen neueren Untersuchungsergebnisse über rezente Gletscher in den verschiedenen Hochgebirgen der Erde, den beiden arktischen Calotten und die Vergletscherungsgebiete beider Hemisphären, insbesondere der „Alpen im Eiszeitalter“ [1]), schien es mir als eine Dankespflicht, in einer Grundfrage vor einer Korporation Stellung zu nehmen, in deren Annalen die ersten und bahnbrechenden Arbeiten niedergelegt sind, zuletzt in den Verhandlungen 1891 und 1892. Ich würde es nicht gewagt haben, dieses Thema anzuschneiden, wenn ich mich nicht durch vierzehnjährige gelegentliche und systematische Studien für die Morphologie unseres Landes bemüht hätte, mir hierin ein selbständiges Urteil zu bilden und ich nicht im Stande wäre, weitere aufklärende Beiträge zu bieten. In diesem Rahmen muss ich mich allerdings aus der Fülle von Tatsachen auf die Anführung weniger Beispiele beschränken. Zitate sollen mehr oder weniger vermitteln.

Unter Erosion verstehe ich hier sowohl den Massentransport als die mechanische Abnützung der Unter-

[1]) Von *A. Penck* und *E. Brückner,* Leipzig seit 1901 (8. Lief. 1906); in der Folge als P-B zitiert, wobei eine Kritik als Zweck dieser Abhandlung ausgeschlossen ist.

lage. Jener begegnet keinen Widersprüchen. Diese ist qualitativ unbestritten. Divergenzen bestehen nur hinsichtlich der Grösse, der Tragweite (*Baltzer,* Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, 30. Lief., 1896, 112). Der Entscheid darf mit *Heim* (Gletscherkunde, 1884, 372) „allein durch direkte Beobachtung und Bildung des Blicks", „durch Vermehrung des Beobachtungsschatzes" begründet werden (*Penck,* Verh. des internationalen Geogr. Kongresses Berlin, 1899, 238). Meine Studien über die Drumlinslandschaft 1893 bis 1894 führten mich zur Überzeugung, dass Erörterungen über physikalische Vorgänge, Einzelerscheinungen, Kleinformen etc. an und für sich nie zum Ziele führen können, nur die synoptische Betrachtung sämtlicher Phänomene innerhalb eines ganzen Gletschergebietes, die Erfassung ganzer Individuen. Hiefür waren die in neuer Zeit von längst verlassenen tieferen Teilen diluvialer Gletscherlandschaften nach den oberen aperen und schliesslich noch erhaltenen Rückzugsstadien von Gletschern geführten Studien von grösstem Erfolg begleitet.

I. Die glaziale Erosion im allgemeinen.

Die Diskussion dreht sich in nuce um die Genesis der Skulpturtäler. Die Differenzen der fluvialen und glazialen Erosionsformen sind qualitativ von Prof. *Heim* a. a. O. so trefflich und übersichtlich dargestellt worden, dass es hier genügt, darauf verwiesen zu haben.

Als riesiger Schleifapparat weitet, rundet und poliert der Gletscher, erzeugt talauswärts geneigte Schrammen mit von *Saussure* erkannter oberer Schliffgrenze zwischen den tieferen „têtes arrondies" und den höheren „cimes sourcilleuses" (Voyages III, 1783, § 1707), wodurch

Mittel- und Hochgebirgsformen (*Richter,* Geomorph. Untersuchungen 1900, 39) geschieden werden, welche der grosse Genfer zuerst eindrucksvoll durch den Gegensatz des „massif non interrompu et uniforme“ [1]) und der höhern „pyramides“ aus dem Chamounix abgebildet hat (a. a. O. II, 1794, § 655, 677; hiezu III, Pl. I, Neuchâtel 1796).

Zu den ältesten vom Volk erkannten Kleinformen im Gletscherbett gehören die „Nollen“ der Berner Hochgebirge, die von *S. Gruner* 1760 beschriebenen „Helleblatten“ südlich Handeck (Grimsel), der Brustberg am Vorder-Zinkenstock (ib. S. 49), d. h. die von *Saussure* zuerst zwischen Martigny und Balme im Rhonetal beschriebenen „Montagnes moutonnées“ (a. a. O. II, § 1061) [2]), wofür „Rundhöcker“ die exakte Übertragung ist. Alle glazialen Formen bilden einen scharfen Gegensatz zu den Verwitterungsformen, den Ecken und Crêts der Splitterzonen.

Für mich bestand nun eine Hauptaufgabe darin, die Zerstörungsart der glazialen Landschaft oder die Erhaltungsfähigkeit ihrer Elemente nach Lage und Gestein (Molasse, thonige, kalkige und krystalline Felsarten) kennen zu lernen und zwar nicht bloss in Einzelformen, sondern auch

---

[1]) § 656 nennt er Blaitière dessous une terrasse naturelle, wie *Richter* l. c. 39 von „hohen Terrassen“ („Talterrassen“) spricht, welche den höheren Ketten „angelagert sind“.

[2]) Seit *Agassiz* (Etudes, 1840) als Roches moutonnées in die Literatur eingeführt. *J. S. Wyttenbach* übersetzte in der deutschen Ausgabe der „Voyages“ (Leipzig, 1788, IV. Teil, S. 270) mit „brustförmige Erhöhungen“. Den gerundeten Schollberg im Rheintal hörte ich bei Sargans mit „Frauenherz“ vergleichen.

in deren Verbande, weil ja manche Form auf mehr als eine Art entstanden sein kann, aber endgültig im Zusammenhang mit der Nachbarschaft definiert werden muss. Eine detaillierte Darstellung behalte ich mir vor. Hier sei nur auf den grossen Gegensatz der Landschaft des thonig-kieseligen Verrucano der linken und den Kalken der rechten Seite des Seeztales (top. Atlas!) verwiesen. Dort Erhaltung, hier Zerstörung der runden Bildungen.

Nur in den tiefsten, vom Eise zuletzt verlassenen Partien zeigt auch der Kalk runde Formen (Castels, Mutsch bei Ragnatsch, St. Georgen etc.). Der Säntis ist postglazial so stark abgesplittert, dass man versucht sein könnte, die Wirkung der ehemaligen Eisdecke als geringfügig zu taxieren, während im Engadin der Gegensatz von „Muotta“ und „Piz“ jedermann geläufig ist.

Kann man die Taktik eines sich rasch ändernden Flusses leicht direkt beobachten und gibt es daher keine bezüglichen wesentlichen Kontroversen, so ist die direkte Beobachtung bei dem trägen, massigen, sich erst nach Jahrhunderten und Jahrtausenden stark ändernden Eisstrom äusserst schwierig. Man ist fast ganz auf Form und Grösse der Arbeit in der aperen Landschaft und die Moränen verwiesen und namentlich auf den Unterschied der Formen von vereisten und nie vergletscherten Gebieten.

Im Alpenvorland herrschen vielfach Grundmoränen vor mit oft mehr als 3 m^3 grossen, allseitig gerundeten Blöcken und ausgesprochener Lokalfacies, d. h. reicher Beteiligung von Sandsteinen, Mergeln und Süsswasserkalken der Molasse.

Nach *Gutzwiller* bestehen die Grundmoränen von

Andelfingen-Ossingen „wesentlich aus umgearbeiteter Molasse“ und kann man sie oft nur durch eingeschlossene Erratica von anstehender Molasse unterscheiden („Beiträge“, XIX, 121 und 118). Die starke Aufbereitung der Molasse durch Gletscher betont *Baltzer* aus der Umgebung von Bern, wo dieselben Schwierigkeiten bestehen für den Unterschied von Schutt und anstehendem Fels (l. c. 112—114). *Brückner* (P-B 579) hebt die mächtigen Quarzsande mit gekritzten Geschieben aus der Umgebung Schmitten-Freiburg hervor. Ich bestätige aus langer Erfahrung diese Daten für Wald-St. Anton (Appenzell), Thurgau, Ägerisee-Zugerberg, Klein Dietwil-Luzern, Gegend von Knonau, Zofingen-Langental etc.

Stammt nun diese Lokalfacies nur aus dem präglacial gebildeten Verwitterungsschutt der Landschaft oder ist sie — auch grössere Molassegeschiebe — teilweise ein Produkt der Erosion? Hierauf kann folgendes geantwortet werden:

a) Der einmal entstandene Schutt bildet schliesslich eine Schutzdecke und die Tiefenverwitterung ist begrenzt.

b) Nach einer bestimmten Zeit müsste der Schutt verfrachtet und die Unterlage schuttfrei gewesen sein, ein „barren ground“ (Über der etwa 1 Ar grossen, fein abgeschliffenen und polierten Nagelfluh von Steinerberg[1]), die ich seit 1892 beobachtete, fand ich nur Obermoräne aus alpinem Kalkschutt), denn:

   1. Verfrachtung von Schutt lehren die Drumlins, die ich mit P-B jedenfalls für das alpine Vor-

[1]) Jahresbericht der geographisch-ethnographischen Gesellschaft Zürich 1905—06, 16.

land als umgearbeitete Moränen auffassen muss[1]) und zwar aus folgenden Gründen: Sie knüpfen sich alpenwärts an Rundhöcker, beginnen dann häufig als niederste und zarteste Formen, um in der Aussenzone der Drumlinslandschaft höher zu bleiben und endlich mit Wallmoränen grössere Ähnlichkeit zu haben; dies ist der Ausdruck abnehmender Bearbeitung und Umformung als Ganzform und in den Materialien. Nun sind die Drums das Produkt einer Gletscherschwankung; wie viel grösser muss der Angriff innerhalb einer ganzen Eiszeit gewesen sein?

2. Man findet ferner innerhalb der Grundmoräne der Würmeiszeit im Thurgau grössere Geschiebe verfrachtet von älterer quartärer Nagelfluh von Hohlestein (Thurgau) nach Hohtannen, solche vom Bischofsberg nach Last (*Gutzwiller*), Schieferkohle an der Thur bei Sulgersteg *(Heim, Früh)*, löcherige, älteste Nagelfluh von Salen-Reutenen nach Westen verschleppt oberhalb Steckborn, Phonolith von Hohentwiel in der Grundmoräne im Kanton Schaffhausen. Soll das alles Schutt vor dem Gletscher gewesen sein? Hiezu ist zu bemerken, dass der obermiocäne und in den Grundmoränen so reichlich vertretene Molassesandstein sehr leicht zerfällt. In Materialgruben frei gelegt, genügt ein Winter zur Bildung „geborstener Geschiebe" (*Laspeyres*, 1869)[2]) und damit ist ein schneller Zerfall eingeleitet. Da diese Sandsteine 0,1—> 1 m gross, allseitig

[1]) Mitteilungen thurg. nat. Gesellschaft, XVII, 1906.

[2]) *Früh*, Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschr. d. schweiz. nat. Ges. Bd. XXX, Basel 1888, 178 ff.

gerundet und intakt in Grundmoränen liegen und auf weitem Weg der Abnützung verfrachtet wordeu sind, müssen sie entweder Kerne ehemaliger grosser Blöcke darstellen oder in grösserer Form vom Eise direkt erfasst worden sein.

3. Zu demselben Schlusse führen noch folgende Tatsachen:

   Der Thurgau hatte, nach Verteilung von Grundmoränen und Gletscherschliff am Hohentwiel zu urteilen, bei höherem Stand des Eises keine Nunataker und von da an war eine Speisung der Grundmoräne aus Obermoräne unmöglich. Dieser Zustand muss in Anbetracht der westlichen Ausdehnung des Rheingletscherfächers lange gedauert haben.

Nun ist ein kalkreiches, als Baumaterial sehr geschätztes, wetterfestes Gestein, die subalpine „Seelaffe", durch den ganzen Thurgau bis zur Endmoräne westlich Schaffhausen verbreitet. Nur im „Grauen Stein" bei Fruthwilen (Ermatingen) in 512 m ist sie als nicht gerundeter grosser erratischer Block erhalten, sonst nach meiner Erinnerung als stumpfkantig bis abgerundet. An der obersten heutigen Kante am Rossbühl südwestlich Rorschach steht sie in 960 m an, d. h. gegenüber Gäbris, wo geritzte Geschiebe in 1200 m liegen, in einem Gefäll von 2,6—2,8 % (Concordia = Ober-Aletschgletscher 6 %). Soll die „Seelaffe" einst auch höher hinauf geragt haben, so ist man mit *A. Ludwig* berechtigt, anzunehmen, dass dieses Gestein unmöglich in toto aus Verwitterungsschutt oder Nunataker abgeleitet werden kann [1]).

[1]) Jahrbuch der naturw. Gesellschaft St. Gallen pro 1905. St. Gallen 1906, 165, mit vielen anderen kritischen Bemerkungen.

Dasselbe gilt für den wetterharten und beliebten „Appenzellergranit“ Lichtensteig-Feldbach am Zürichsee, der durch den Linthgletscher verbreitet wurde, beispielsweise am Bachtel bis 1000 m. Westlich und östlich Laupen sind die obersten anstehenden Bänke in 820—470 m, bei Laupen 620—670 m. Angenommen, die Felsen wären nicht glazial erodiert worden, so bildeten sie während des mittleren und höchsten Standes des Eises keine Nunataker und lieferten keine Ober- und damit keine Grundmoräne und letztere wäre allein aus Verwitterungsschutt gebildet, der bei der Qualität des Gesteins nicht sehr bedeutend gewesen sein kann. Westlich Wald (nordwestlich Laupen) finden sich nun bei „Burg“ Moränen, die einer Rückzugsschwankung angehören, überwiegend aus Geröllen der dort anstehenden Nagelfluh und runden Blöcken des Appenzellergranits gebildet, d. h. in einer Mischung, die nicht anders als durch Mithilfe lokaler Erosion zwanglos erklärt werden kann.

II. Hauptwirkungen der glazialen Erosion.

Die Wirkung des Schleifapparates im Alpenvorland zeigt sich in den unregelmässig flachwelligen Unebenheiten der gelegentlich aufgedeckten Schliffgebiete, z. B. Mechanikergebäude Zürich, Gletschergarten Luzern, Steinenberg, Gletscherfeld bei Bregenz etc. Dabei enthielt die Grundmoräne über Süsswasserkalk in Münchwilen und Obfelden zahlreiche entsprechende Splitter.

Über dem flächenreich polierten Malm auf dem Wippel bei Thayngen liegen innerhalb der deckenden Grundmoräne bis 75 und 80 cm hinauf grössere und kleinere Malmbrocken (1—40 cm) und doch hatte sich das Eis von hier noch bis westlich Schaffhausen be-

wegt, so dass ein grosser Teil des allfälligen Schuttes durch jene Bewegung bereits verfrachtet war.

„Furchen, flache Hohlkehlen“[1]) sind nicht selten, z. B. an der Grimselroute bei Ramseli-Gaulibühl, nördlich Handegg, rechtes Ufer, auf „Helleblatten“ mehr als 1 m breit und 0,1 m tief, unterhalb des Spitalbodens 40 cm tief und um Grimselhospiz von 50 cm Breite und 40 cm Tiefe. Sie fallen auf unterhalb Unter-Sewelen im Murgtal und um die Murgseen bis 35 cm Tiefe, Südseite des Inselberges „Tiergarten“ bei Mels, Bernina, 0,1 m tief in Schrattenkalk am Bühel im Rheintal etc.

Was die viel besprochenen Rundhöcker betrifft, die in den Dimensionen ebenso schwanken wie „Geröll“ und „Block“, so ist der Gegensatz zwischen Stoss- und Leeseite nicht uneingeschränkt gültig. Einmal lassen sich zahlreiche Beispiele anführen, wo die Abrundung auch im Lee tadellos und selbst bei 35—40° Böschung noch deutlich ausgeprägt ist, ja unter Umständen bei viel steileren Gehängen, beispielsweise nordöstlich Grimsel-Hospiz. Auf den einer näheren Untersuchung werten Eisscheiden vieler Pässe, wie Grimsel, Gotthard, Bernina, dürfte sich der Einfluss steil wirkender Schleifkomponenten in ensprechenden Formen lehrreich darbieten. Es ist übrigens sehr darauf zu achten, dass man intakte, nicht durch Splitterung auf der Leeseite deformierte Beispiele in Betracht zieht. Auf dem Maloja erhielt ich den Eindruck besonders scharfer Steilseiten unter Mitwirkung einer durch korrespondierende Clivage nach Westen begünstigten Abwitterung.

---

[1]) *B. Studer,* Lehrbuch der physikalischen Geographie, I, 1844, 372.

Die meisten Täler sind Skulpturtäler, Erosionstäler und zerfallen in Fluss- und Gletschertäler oder Wasser- und Eistäler. *G. S. Gruner* (Die Eisgebirge des Schweizerlandes, 1760, 41) nennt mit Gletscher erfüllte Täler „Eistäler". *H. Gerlach* hebt für den Montblanc hervor, dass das Mer de Glace u. a. beweise, dass auch die „gefrorenen Ströme" sich (im Sinne eines Kar) hineinbohren und auf diese Weise breite, tiefe, zirkusförmige „Gletschertäler" entstehen (Beiträge zur geologischen Karte der Sehweiz, IX, 1871, 3, 43, 74, 80). Für beide Talformen ist die „Form des Querprofils von hervorragender Bedeutung".

Dies bereits 1872 in präzisester Weise ausgesprochen uud des nähern beschrieben zu haben, ist das bleibende Verdienst von ***F. J. Kaufmann*** in Luzern („Beiträge", XI, Bern 1872, S. 441 ff.). Unabhängig von ihm vertritt *A. Helland* [1]) 1876 vor der Geol. Soc. in London dieselben Ideen und sie sind dann von *Suess* 1888 (Antlitz II, 423), *Steinmann* 1896, *E. Richter* l. c. 1900, *Penck* [2]) l. c. 1899, *W. M. Davis* [3]) 1900 und 1906, P-B l. c., *E. De Martonne* [4]) u. a. bestätigt und weiter begründet worden.

Die langsamen Gletscher arbeiten in die Breite. Wenn die Rhone bei Porte de Scex im Wallis bei

---

[1]) Ice Fjords etc. in Q. J. of geol. Soc. XXXIII, 1877.

[2]) Universitäts-Festschrift Freiburg i. B. und *A. Huber*, Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald (J. f. Min., Beilageband 21, 1905, S. 397—466).

[3]) Glacial Erosion in the valley of the Ticino (Appalachia IX, 1900, 136—56 und Ill.); the Sculpture of Mountains by Glaciers, ill. (Scot. Geogr. Mag. 1906, 14 S.).

[4]) *De Martonne*, Fjords, Cirques, vallées alpines et lacs subalpins (Ann. Géogr. X, 1901, 289).

Hochwasser am 11. Juli 1902 mit 5,4 m Tiefe einen Querschnitt von 425 m² aufwies, so hatte vergleichsweise der eiszeitliche Gletscher daselbst nach P-B 593 ein Profil von 12 qkm, d. h. ein 28,000 Mal grösseres; damit ist die benetzende, wirksame Fläche des Gletschers entsprechend grösser als beim Fluss und hat hierin das Eis eine Kompensation für die geringe Geschwindigkeit. Auch der Druck einer Profilsäule ist vermehrt. Er betrug beziehungsweise für die Rhone per Quadratmeter Grundfläche 5400 kg, für das Eis bei Schliffgrenze in 1500 m innerhalb 1300 m Dicke über eine Million Kilogramm, d. h. das 185fache des Wasserdrucks, worin für die Erosionskraft der Gletscher eine zweite Kompensation gegeben ist. Unter Hinweis auf obige Literatur, topographische Karten vergletscherter und nicht vergletscherter Gebiete (Beskiden- und intramoränische Alpentäler in 1 : 75,000 oder 1 : 50,000) kann ich die zwei Talformen (Flusstäler = F und Gletschertäler = G) kurz charakterisieren:

a) Das F ist „eng, ein Engtal mit keilförmigem Querschnitt" (*Kaufmann*), ein V-tal (*Helland*), ein Sägetal (*Huber*).

Das G ist weit, ein Breittal mit bogenförmigem oder muldenförmigem Querschnitt, ein Bogenbreittal, intramoränisch, mit Gletscherschutt, Seen, Sümpfen (*Kaufmann*), ein U-tal (*Helland*), eine „U-förmig ausgeschliffene Gletschermulde" (*Suess*); die den Montblanc begrenzenden Längstäler sind nach *Gerlach* „durch die Gletscher schön ausgebaucht".

b) Das F erscheint bei standfestem Gestein als Rinne, das G fjordartig (*Huber*), als Trog, Taltrog „mit vollkommenster U-Form" (*Richter*), mit Schliffen

und Höckern, felsiger Sohle und nicht zu verwechseln mit dem trapezförmigen Profil reifer Flusstäler extramoränischer, nicht vergletscherter Gebiete, den Winkelbreittälern mit Alluvium, „ohne Seen“ (! *Kaufmann*), dem Taltrog seitlich erodierender Gewässer (*Penck*, Morph. II, 66, 111) mit oft konvexen Gehängen.

c) Aus a) folgt die nach *Davis* (1900, 143) von *King* aus den Uinta Mountains und von *Steinmann* und *Huber* aus dem Schwarzwald, von *Suess* aus dem nördlichen Norwegen, von *Richter* (l. c. 52) vom Gaalgletscher beschriebene charakteristische Folge von enger unterer und breiter oberer Talstrecke in beziehungsweise nicht vereisten und vergletscherten Abschnitten eines Talsystems.

d) Das F ist vielfach gewunden, zeigt Serpentinen, Sporne, geradezu S-förmig, axial von geringer Sicht (untere Töss, Necker, Trockental Bichelsee); das G ist ohne Serpentinen, jedenfalls nur sehr schwach gekrümmt, ausgeweitet, nicht verästelt, in der Regel „steif gerade“ (*Kaufmann*), axial sichtig, wie die überraschende Licht- und Raumfülle des Oberengadin lehrt. Auf der Nordseite des Mont Cantal (Auvergne) konnte sich *Davis* (1900, 141—42) von der Erosionskraft der Gletscher überzeugen, indem das fluviale S-tal des Rhue im obern Teil in ein höckeriges, gerades Gletschertal umgeformt worden ist.

Es gibt scheinbare Fluss- und Gletschertäler. Durch Schutthalden kann das Trogtal allmälig in ein scharfes V-tal verwandelt erscheinen, z. B. stellenweise das untere Murgtal; allein bei der ersten Brücke ob Murg tritt das ursprüngliche Felsenbett unter dem Schutt zutage.

Umgekehrt kann durch Schutthaldenfüsse ein fluviales Trogtal scheinbar in ein glaziales U-tal umgeformt werden.

Am schärfsten sind die Trogtäler im krystallinen Gebiet erhalten (Wallis, Tessin, Graubünden etc.); ein Blick auf eine topographische Karte des Gotthardgebietes, Zermatt u. a. lässt die steifen, bandförmigen, wie mit einem Hohleisen auf einmal ausgearbeiteten Tröge sofort erkennen (Val Maigels, Val Cornera, Val Nalps usw.). Eindrucksvoll erscheinen mit ihren höckerigen Felsensohlen die Ausgänge hangender Seitentröge, wie die ideale Valletta di Samaden bei Spinas im Val Bevers, das Passtal des Julier ob Silvaplana vom Hahnensee aus, Albula, Val Fex und Fedoz, Muretto, Val Roseg — Tal des Gelmersees an der Grimsel — Guspistal an der Gotthardroute — Murgtal im Verrucano u. s. f. Den ersten überzeugenden Eindruck eines Kalktroges gab mir das Imfeld'sche Relief der Jungfraugruppe (1 : 2500) mit dem Lauterbrunnental; feierlich ist das Gasterental.

Mit Recht kann man sich fragen, ob denn der Trog nichts anders sei als ein erweitertes, vorausgegangenes Flusstal, ob also — um mit *Baltzer* l. c. 111 zu reden — der Gletscher nur der formgebende Faktor bei der Talbildung sei, mit der Entstehung aber sonst nichts zu tun habe. Nun ist zu beachten, dass die typischen Trogformen nur aus vereisten Gebieten bekannt sind (Hochgebirge, Skandinavien, Schottland, Nordamerika mit Alaska, Patagonien etc. mit total übereinstimmenden „Fjord-Tälern") und dass sie — wo erhalten — einen zirkusartigen Trogschluss mit breiten Hochböden aufweisen (Schmadribach des Lauterbrunnentales, Murgtal auf der kraftvollen Eschmann'schen Schraffenkarte

des Kantons St. Gallen 1846 in 1 : 25,000 und Zenitalbeleuchtung), der mit Karen oder einem rezenten Gletscher in direktem Zusammenhang steht. Es fehlen Talverästelungen oder sie erscheinen bei grandiosen Einzugsgebieten (Zermatt) wieder als Tröge oder Trogschlüsse.

Jedermann wird sich überzeugen können, dass — streng genommen — ein prinzipieller Unterschied zwischen Wasser- und Eistal nicht besteht (*Davis* 1900, 154), namentlich nicht in der extremen Betonung von

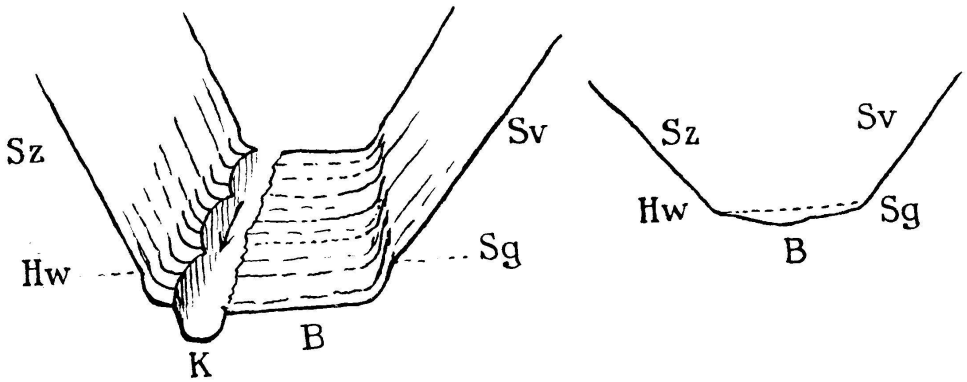


Fig. 1. Links (erhöht gezeichnetes) Sihlbett bei Niederwasser unterhalb Haslaubsteg; rechts gewöhnliches, abgeschrägtes Flusserosionsbett. Hw B Sg trogartiges U-tal (Schliffbett) mit Hochwasserzone Hw = Schliffgrenze Sg; K Kolk mit Wandresten von Erosionskesseln; Sz Splitterzone = Böschungen Sv des eigentlichen V-tales.

V- und U-tal, sobald man, wie *Penck* zuerst trefflich hervorgehoben hat (1899, 239), nur Homologes vergleicht, d. h. die wirklich benetzten oder benetzbaren Fluss- und Gletscherbette.

Treffliche Beispiele bieten Molassetäler. Ein eigenartiges zeigt das junge, während und nach der Würm-Eiszeit gebildete Sihltal. In Fig. 1 stehen wir Mitte November 1904 im Flussbett selbst unterhalb Haslaubsteg (Südost-Ecke top. Atlas, Blatt 191, östlich Wilersee zwischen Coten 624 und 664 m). Hier streicht in

ENE auf kurze Strecke 35—70° SE fallende dünnplattige, glimmerreiche und mit Schlammschneckengängen erfüllte Molasse des Helvetian durch. Man ist sofort überrascht, befindet man sich doch in Luftlinie $6^1/_2$ km NW der nördlichsten Molasse-Antiklinale bei Schindellegi. Wer hätte hier diese lokale, auf wenige hundert Meter reichende Stauchung (Falten-Verwerfung?) erwartet? Fortsetzungen derselben sind mir zurzeit nicht bekannt (vgl. Dufour geol. Bl. VIII und IX und Karte bei *Aeppli*, „Beiträge", 34. Lief., 1904). Aber man kann sich des Eindrucks nicht verschliessen, dass die flache Antiklinale durch die untere Sihl und den mittleren Zürichsee mit Scheitel Horgen die Austönung dieser Dislokation darstellen dürfte. Das ausgeschliffene Bett mit schwach von links nach rechts geneigter Sohle ist hier U-förmig. Die beiden Ufer erheben sich auf 0,9 m konkav (und hier besonders steil, statt abgeschrägt, weil grosse, abgestürzte erratische Blöcke bei Hochwasser Flussteilungen und damit Prallstellen hervorrufen) über die Felsensohle zur deutlichen Hochwasserlinie, einer scharfen Schliffgrenze, oberhalb welcher die rascher zurückweichenden Böschungen der einstürzenden Splitterzone (des eigentlichen V-tales) beginnen. Innerhalb des Bettes ist man in einem Troge, einem Schiff, dessen Bauchspanten durch die gegen die Schliffgrenze als Rippen erscheinenden Steinplatten dargestellt sind (hier sind die Rippen eine Folge der Auswitterung!). Das rechte Ufer ist untergraben, eingetieft durch einen 1 m tiefen und bis 3 m breiten Furchenkolk, gebildet durch drei aufeinander folgende Reste von 1—2 m breiten Kesseln, Zeugen der vorherrschenden Vertikalerosion.

Jeder Fluss zeigt im Bett die Amplituden von

Hoch- und Niederwasser, welche sich rasch, jährlich mindestens einmal folgen können, während ein Gletscher solche Schwankungen erst in langen Zwischenräumen vollzieht. Direkt vergleichbar wären je nur die oberen Flüssigkeitsgrenzen. Erweitern wir aber für den Fluss den Vergleich bis zur Hochwassermarke, dann haben wir hier zwei vergleichbare, homologe Schliffgrenzen (*Richter* l. c. 36) und zwei höher folgende Splitterzonen, welche bei Eisbetten sehr häufig durch eine Schliffkehle (*Penck* in P-B 263), d. h. eine Untergrabung, markiert sind, welche an die Hohlkehle[1]) des brandenden Meeres erinnert (Flutlinie) und oft scharf zum Ausdruck kommt, z. B. am Piz d'Albana und Piz Polaschin bei Silvaplana in etwa 2700 m. Qualitativ bestehen — von den S. 262 angeführten Kleinformen des Bettes abgesehen — keine wesentlichen Unterschiede, nur hinsichtlich der Dimensionen. In einem standfesten Gestein könnte ein Fluss ein sehr schmales U-förmiges

U Tal einschneiden (wie in beistehenden Buchstaben rechts). Der Schnitt dieses „Sägetales" könnte auf den Innenseiten noch weit hinauf Glättungen, Wasserschliffe und Erosionskessel zeigen. Das ist ein seltener und nicht andauernder Fall. Die zahlreichen Untergrabungen führen zum fortwährenden Einsturz der Wände und das Flusstal präsentiert sich als V-tal, d. h. wir sehen in ihm nicht die u-förmige Erosionsfurche, sondern die einstürzende Splitterzone herrscht vor. Anders beim trägen, dicken Eisstrom, dessen Bett 1000—1700 m und mehr Tiefe besass. Nicht nur schleift er ab, sondern sperrt zugleich die Wände während seiner Tätigkeit, vertieft und erweitert sein

[1]) *v. Richthofen,* Führer für Forschungsreisende, 1886, 338; „Brandungskehle" bei *Penck,* Morph. II, 473.

U-Profil, so dass dieses gegenüber der Splitterzone sehr gross erscheint, später eine Welt für den Wanderer, der sich tatsächlich im „Trockenbett“ eines Wadi bewegt. Sobald das Eis geschmolzen, zeigt sich der Nachteil der übersteilen, untergrabenen, „unterschnittenen“ Wände; es folgt der Einsturz plötzlich, massig (wie bei einem rasch entleerten See die Ufereinstürze), so dass der „nachtiefende“ Fluss (*Suess* l. c. 422) die Verfrachtung nicht bewältigen kann. Bergstürze und Schutttäler sind die Signatur der ersten Postglazialzeit, wie das P-B 592 klar betont haben. Im Murgtal finden wir erst bei den Seeriegeln gewachsenen Fels; die überaus grosse Zahl von Stromschnellen bewegen sich über Felsblöcke. Man durchwandere das Oberhasli, das Rosegtal. Allein in diesen Blockmeeren trifft man im Gegensatz zu entsprechendem Verwitterungsschutt in extra-glazialen Gebieten, den Tropen etc. kleine bis hausgrosse Trümmer, die stets auf einer Seite Gletscherschliffe aufweisen und sich daher als Innenränder der abgesplitterten Trogflächen erweisen.

Dass der Gletscher eine bedeutende erosive Arbeit hat leisten müssen, darf nicht geleugnet werden. Allein man könnte einem vorher an gleicher Stelle tätig gewesenen Fluss den grösseren Anteil geben wollen. Da ist nun auf einen weitern Unterschied zwischen Wasser- und Eistal hinzuweisen, auf die Anwesenheit eines geschliffenen, rundhöckerigen Gehänges, das sich vom Trograud [1]) hinauf bis zur Schliffkehle erstreckt und eine bedeutende randliche Erosion bezeugt, die wir für

[1]) *Richters* Bemerkung, der „obere Trograud“ werde von *Suess* (l. c. II. 426 - 427) „Schulter“ genannt, ist insofern nicht ganz richtig, als *Suess* den Rand eines nachtiefenden Flusstales meint.

Flüsse in dieser Form und Grösse nicht kennen, wie das *Richter* (l. c. 42) ausführlich besprochen hat.

Eine weitere charakteristische Konsequenz der ausweitenden Tätigkeit des Eises ist die zuerst von P-B 142 u. a. O. beschriebene Trichtermündung vergletscherter Alpentäler. Einem Aestuarium vergleichbar, beachtete ich die Erscheinung in grossartiger Weise zuerst 1894 auf der stummen Schraffenkarte des deutschen Reiches in 1 : 500,000 von Justus Perthes, zwischen Chiemsee und Genfersee. Schreiend durchschneiden die jetzt aufgeschütteten „Breittäler" die geologisch kolorierte Dufourkarte. Der Gegensatz dieser Talformen mit solchen nicht glazial bearbeiteter Landschaften ist gross. Speziell an der Mündung selbst, vor der Ausbreitung des Eises, zeigen sich zum Taltrog (Vallée en forme d'une auge) abgeschrägte, im Kartenbild bald konvexe, bald konkave Ufer, beispielsweise imposant erhalten im Bogen Mt Cubly-Pleïades-Corbettes-Niremont-Alpettes; tiefer an den in 1 : 25,000 ausdrucksvollen Westgehängen des Mt Pélerin und dem (glazial) durchschliffenen Tal von Attalens. Unverkennbar ist die Krümmung Schattenberg (Pilatus)-Kriens und die Abrundung des Rigi bei und nördlich Weggis. An dieser Stelle mag auch auf die auffallende Rundung der SE-Seite des Rossberges hingewiesen werden. Im „Appenzellersporn", wie *Penck* (P-B 427, 432) den östlichen Teil von Ausserrhoden nannte, ist die Abrundung von Meldegg-Oberegg bis zur Goldach-St. Gallen evident u. s. f. Wauwil liegt in einem kleinen Trichter.

Ist das richtig, dann darf die trichterförmige Mündung auch bei grössern Nebentälern erwartet werden, doch mit der Abweichung, dass sie durch An-

passung an das Haupttal in der Weise mehr oder weniger asymmetrisch gebildet sein muss, dass der talabwärts schauende Flügel stärker entwickelt ist. Dies trifft in der Tat zu. Man vergleiche die Talmündungen bei Ardez, Remüs, Samnaun, Val d'Illiez, Visp, Aosta, Sondrio, des Prutztales (Inn); besonders lehrreich ist der Anblick des Turtmanntales von der Eisenbahnstation im Rhonetal aus (Top. Atl. Bl. 482 und 496).

Einen Beleg für glaziale Erosion liefert die Bearbeitung älterer noch in Resten erhaltener Talböden. Nach der trefflichen Darstellung von *Brückner* (P-B) setzt sich die den Deckenschotter des alpinen Vorlandes tragende präglaziale Rumpffläche auch in unserem Lande in ununterbrochenem Anstieg in die Alpentäler fort, wo sie beispielsweise in Leysin-Gryon in 1250 m erhalten ist[1]). Diese Fläche ist innerhalb der vier Eiszeiten und drei Interglazialzeiten fortwährend abgenützt, abgetragen worden. Reste erscheinen in „Terrassen", die man nach *Richters* ausführlicher Darlegung l. c. 40—45 aus mehrfachen Gründen nicht in *Rütimeyer-Heim*'sche Systeme anordnen darf. *Brückner* unterscheidet 2 (—3) Talböden, welche er zeitlich als abgenützte präglaziale Landfläche und Erosionsflächen der Mindel-Riss-Interglazialzeit bestimmt. Diese Frage möchte ich hier noch offen lassen. Unserm Thema entsprechend sollen hier nur Form und Stellung der „Terrassen" zur Diskussion kommen. Grossartig entwickelt sind sie im Wallis, Unterengadin, Veltlin, teilweise im Tessin und aus den topographischen Blättern sofort in die Augen springend als grössere,

[1]) Unter dem Deckenschotter des Tannenbergs SE Bischofszell in 845—900 m.

Siedelungen tragende Flächen. Von weitem erscheinen sie als fast gleichförmige, in bestimmten Niveaux verteilte Elemente mit doppeltem Gefälle, zur Talaxe und talauswärts. Sie erweisen sich als Erosionsterrassen, meist anthropogen so umgeformt, dass sie aus der Ferne glatte, schiefe Ebenen, scheinbar elegante Flussterrassen vortäuschen. Beim Betreten befindet man sich in einer bucklig-unregelmässigen, im gesamten geneigten Landschaft. Bei Montbovon bilden diese „Terrassen" mit wirklichen, glatten fluvialen Erosionsterrassen und Accumulationsterrassen des rechten Ufers einen grossen Kontrast. Oft sind unsere alten Talreste, die vom Trogrand gegen die Schliffgrenze liegen (siehe oben Seite 277), ein morphologisch markantes Element. Sie bilden die „Bergterrasse" (*Waltenberger*, Führer durch Algäu, Vorarlberg und Westtirol 1877) oder das altbekannte „Mittelgebirge" der deutschen Alpen (ib; *Richter* l. c. 39, P-B), wie es um Botzen und insbesondere im Inntal (Innsbruck) so schön entwickelt ist, wo wir es unter *Pencks* Führung einsehen konnten (Int. Geol.-Kongress Wien 1903). Es sind diese Terrassen:

a) Isoklinal-schuppig-rundhöckerig z. B. Baltschieder-Ausserberg, Mels-Flums, mit Übergängen zu

b) dem gerippten Mittelgebirge, den gerippten Talböden, Talterrassen. Diese Rippung (P-B) ist wie die vorige Form auf dislozierte, mehr oder weniger stark geneigte Gesteinsschichten beschränkt. Ausgezeichnet erscheint sie von Rapperswil an aufwärts über Rüti-Wald-Goldingen-Ernetswil-Oberbuchberg-Wollerau. Bereits *A. Escher v. d. Linth* hat sich, in der Landschaft Ernetschwil-Egg und Rüti stehend gefragt, was

diese „zahlreichen durch Tälchen geschiedenen Längenrücken“ eigentlich bedeuten möchten (Tagebuch I 154). Solche Mittelgebirge zeigen folgende Eigenschaften:

1. Gleichförmiges Streichen der Elemente mit relativen Höhen von ein bis mehr als 20 m.
2. Die trennenden Hohlformen entsprechen weicheren Felsarten.
3. Wo keine postglaziale Erosion eingedrungen, sei es vom Trograng direkt (E Jona) oder von Seitenflüssen der die „Terrasse“ in ihrem Hauptgefälle zur Trogaxe durchquerenden Cañonartigen postglazialen Tälern, sind die Hohlformen mehr oder weniger mit Moräne erfüllt. Der Gletscher muss mindestens ausgeräumt haben; seine erosive Wirkung zeigt sich in Entwicklung von Stossseiten der härteren Rippen, Rundungen und Schliffen, z. B. Sattel (Schwyz), Rüti (Zürich), Altendorf W Lachen usw. Über beide Erscheinungen wären ergänzende Detailstudien erwünscht. An der Strasse Preda-Bergün fand ich unterhalb der Einmündung des Val Tisch typische glazial präparierte Rippen.
4. Die Rippen sind nicht in ihrer ganzen tektonischen Anlage erhalten, vielfach zerlegt, in isolierte längliche und dann zugerundete, aber unter sich parallele Hügel, so dass man sie von langen Rundhöckern kaum unterscheiden kann.
5. Endlich kann eine „Terrasse“ aus fast durchweg gleichem weicherem Gestein mit geringen Widerstandsdifferenzen, in eine Scharung sanfter abwechselnd gestellter, länglicher Rücken zerlegt sein, mit plankonvexen Querschnitten und

zerstreuten erratischen Blöcken, dass man sich in eine Rundhöckerlandschaft versetzt glaubt, z. B. im Eocän um Kerns, so dass ich hier s. Z., nach der Karte zu urteilen, wie bei Gruyères-Montbovon eine Drumlinslandschaft anzutreffen hoffte. Dass es sich nicht um eine einfache Abwitterungslandschaft handeln kann, lehren u. a. auch die Crêts E Grimusat oberhalb Sion, wo 15—16 Hügel als Rundhöckergruppe ohne wesentliche Differenzen von Luv und Lee auftreten, wobei ihre Längsaxen die Streichlinie unter scharfem Winkel schneiden. Die Zahl solcher Hügel ist grösser als sie der Massstab 1 : 50,000 zeigt, auch für 1 : 25,000 im Terrain zu vermehren. Noch grössere Massstäbe müssten ganz eigenartige Bilder geben, niedere Gebirgslandschaften vom Rosttypus. Aus der Ferne oder von oben betrachtet verflacht sich alles. Vom Hoh-Etzel herab erscheint Rüti (Zürich) als eine ebene Terrassenfläche und bei schiefer Beleuchtung der Aspenwald SE Rüti als bewaldete Tafel. Die Elemente bilden zusammen ein Ganzes und es geht nicht an, einzelne als besondere Talbodenmarken auffassen zu wollen.

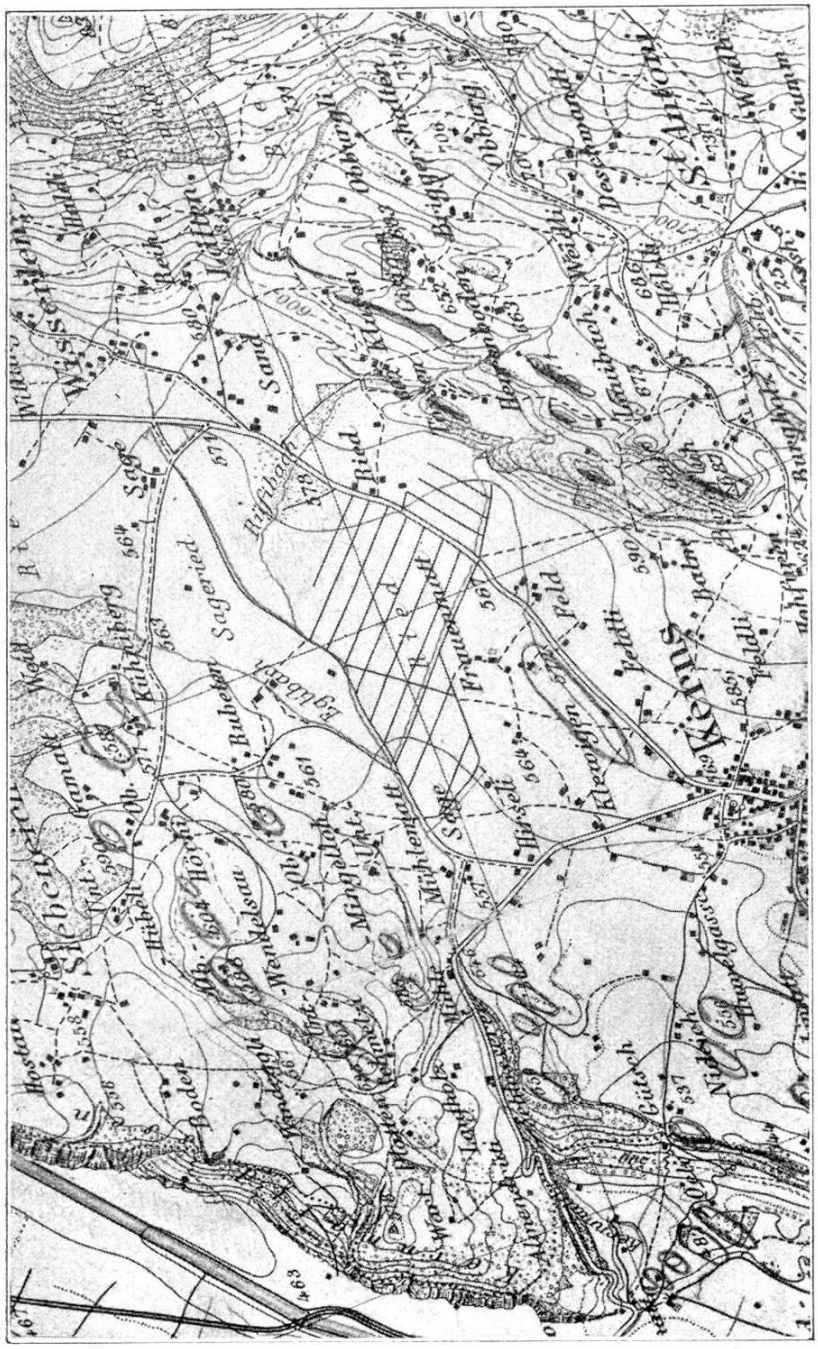
6. Durchschliffene Rippen treten an Seen als Sporne auf, z. B. Morgarten-Ägerisee.
7. Nicht selten ist der Gesamteindruck lokal gestört infolge Ausgleichs des Reliefs durch Bergsturz oder Schutthalden beispielsweise bei Lessoc (Montbovon, wo man übrigens auf dem rechten Ufer, dem Fuss des Schuttkegels, noch 6 kleine Rippen einzuzeichnen hat), Eumatt b. Sattel, Arth-Goldau etc.

Diese Talböden gehören zu meinen ältesten Detailstudien; hier muss ich mich unter Hinweis auf P-B mit der blossen Aufzählung einiger der wichtigsten „Böden“, „Terrassen“ und „Mittelgebirge“ begnügen, wobei ich nochmals hervorhebe, dass genetisch der relative Anteil der Fluss- und Eiserosion noch näher geprüft werden muss (siehe oben S. 279). Von einer Klassifikation nach dem Alter abgesehen, können sie naturgemäss in zwei Hauptgruppen gefasst werden:

a) Mit Längsrippung:

1. Die zahlreichen „Mittelgebirge“ des Wallis (*Richter, Brückner* in P-B), am eindrucksvollsten und instruktivsten die Gegend Sion-Savièse-Ayent-Lens-St. Leonard. Wie viele Crêts brechen aus der Landschaft heraus und welch herrliches Bild müsste eine Detailaufnahme und Analyse ergeben.
2. Imposant ist die gerippte präglaziale Peneplain (Rumpfebene) um und nördlich Châtel-St Denis, beispielsweise mit $5^1/_2$ km breitem Schnitt Les Ecasseys 950 m = aux Troncs 1000 m am W-Fusse der Alpettes, als gerippte Ebene mit der Fläche des Jorat zusammenfliessend (vergl. *Früh* und *Schröter*, Moore der Schweiz 1904, 692).
3. Enney-Grandvillard-Montbovon-Sciernes (Hongrin) mit gegen 100 Hügeln, deren Profile beim Bahnbau vielfach zur Anschauung gekommen sind.
4. Abschnitte der Strecke Montbovon-Saanen.
5. Unterhalb Zweisimmen bis Wimmis.
6. Hasliberg.
7. Sachseln-Kerns mit über 100 Hügeln, welche sich von einem tieferen Gelände in 540—660 m

Nord



Süd

Fig. 2. Aus top. Atlas Blatt 378 und 379, 1 : 25,000. Unten (westlich!) die Sarner Aa. Einzelne elliptische Hügel (Rippen) sind mit Bleistift in die Karte gezeichnet.

(Numuliten und Flysch) allmälig auf ein höheres mit eocänen Lithothamnienkalken (Flühli-Burgfluh 748—687 m) bis zu den Ufermoränen von St. Antoni 740—880 m verbreiten. Die herrliche Landschaft (von der unsere Fig. 2 wegen ungleichen Massstabes anstossender Blätter des topographischen Atlas bedauerlicherweise nicht die schönste Partie darstellen kann) wird nach NE durch den Bergsturz vom Stanserhorn begrenzt, scheint am Mutterschwanderberg in Rundhöcker überzugehen und wird durch zwei postglaziale Schluchten durchschnitten, vom Rüfibach und der viel zu wenig bekannten Schlucht der Melchaa mit 97 m hoher Brücke auf Seewerkalk.

8. Die mannigfaltigen Böden um Ebikon-Luzern-Tribschen - Meggenhorn - Küsnacht - Weggis (*Früh* und *Schröter* l. c. 537, P-B).
9. Schangnau-Bumbach an der Emme (top. Atl. 385 bis) mit mehr als 30 Rippen.
10. Escholzmatt-Entlebuch (Bl. 372—74).
11. Rossberg-Aernisbach ob Steinen nach Sattel. Ferner Prätigau, unterhalb Preda, Gonten-Urnäsch, St. Gallen, Davos, Unterengadin u. s. f.
12. Auf 1 : 25,000 erscheint das rechtsufrige Gelände Feldkirch-Bludesch als typisches Mittelgebirge (vergl. *Waltenberger* l. c. 236).

b) Mit Querrippung:

1. Appenzell-Lank-Haslen-(Sonder) mit fortgeschrittener seitlicher postglazialer Drainage zur heutigen Sitterfurche und typischer Anpassung der beiden lateralen Strassenzüge an die Wurzel der sich fortschreitend schärfer heraus präpa-

rierenden Rippensporne. Der untere Teil des Tales (gegen Zweibrücken) ist durch Sperrung des Rheingletschers rechtsufrig etwas verbaut), vergl. Fig. 3.

2. Diese einfachste Form eines gerippten Talbodens, der Sittertypus, zeigt sich ähnlich innerhalb der Strecke Rossfall-Urnäsch-Waldstatt längs der Urnäsch.
3. Im Toggenburg z. B. Nesslau-Ebnat.
4. Morgarten-Sattel.
5. An der Waldemme Klusstalden-Flühli mit der charakteristischen Lamm.
6. Sehr lehrreich innerhalb der oben (Seite 280) erwähnten Peneplain am oberen Zürichsee mit deutlichem in allen Karten 1:25,000 bis 1:200,000 jedem Laien verständlichen alten konkaven Ufer von Rieden-Sion-Goldingen-Wald. Vor Jahren notierte ich die gerundeten Nagelfluhgehänge bei Feldli-Rüterswil-E-Goldingen als „Eis-Ufer". Wären die östlichen Erhebungen bedeutender, so würde das Mittelgebirge noch viel deutlicher heraustreten. Es müsste sich aber auch auf topographischen Karten wie so viele andere interessante Landschaftsformen innerhalb des bewohnten Teiles der Schweiz viel besser darbieten, wenn der Topograph die geometrische Arbeit mit einem morphologisch geschulten Auge ausführte und beispielsweise ab und zu Hilfskurven verwenden würde.
7. Grossartig ist der Talboden St. Moritz-Stätzersee-Pontresina-Samaden mit mehr als 40 Hügeln (Rippen, Rundhöcker, Moränen), zwei post-

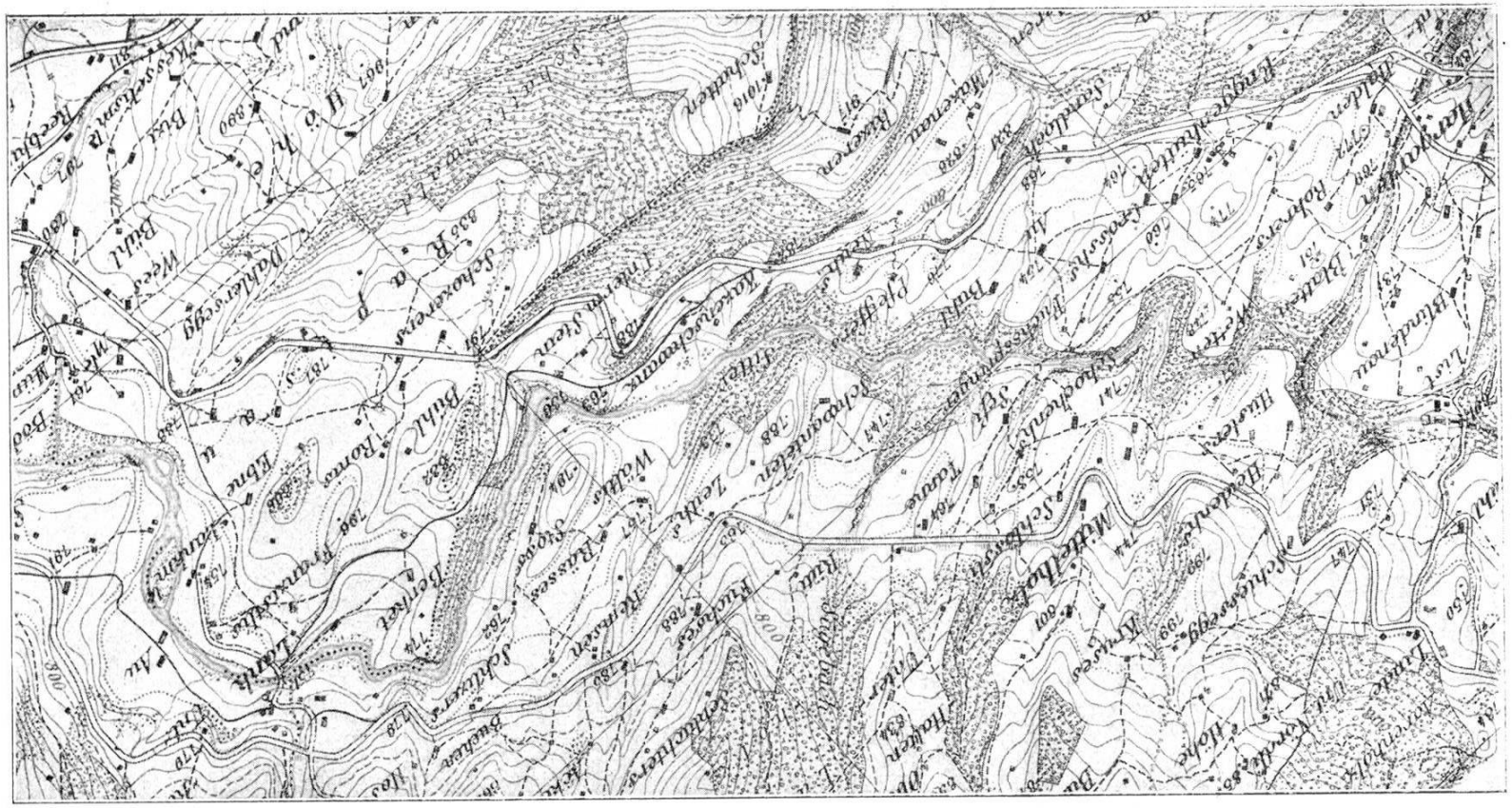


Fig. 3. Aus top. Atlas Blatt 224, 1 : 25,000. Der Talboden beginnt mit der Rippenlandschaft Rapisau N Appenzell; die steilen Talränder sind bewaldet.

glazialen Cañon bei Pontresina und der durch den Innfall eingeleiteten Charnadüra.

8. Noch schöner ist der Sporn Ponte Brolla-Losone-W-Locarno (alte „Mündungsstufe“ P-B. 803) mit tadellos allseitig geschliffenen Rippen bis Rundhöckern und mit einem scharfen, alten westlichen Talrand, von dem sich die Rippen nach der Talaxe abflachen, wie Blatt 514 des top. Atlas ohne weiteres erkennen lässt.

Im st. gallischen Rheintal sind die Rippen meistens diagonal angeordnet.

An Trichtermündungen von Haupttälern erscheinen die Rippen vielfach zerlegt, in Serien mehr oder weniger isolierter Hügel; in dieser Weise erklären sich mir die ganz abweichende Gesamtform des appenzellischen Vorderlandes östlich der Goldach[1]) innerhalb des „Appenzellersporns“ (siehe S. 278) und die eigentümliche Hügellandschaft Clarens-Montreux(-Charnex), soweit nicht Moränen daran beteiligt sind. Abgetrennte Inselberge sind auch gerippt wie oberer und unterer Buchberg oberhalb des Zürichsees.

Dass die glaziale Erosion bei dieser Rippung wesentlich beteiligt sein muss, ergibt sich auch aus dem Umstand, dass nach dem Übergang der dislozierten zur ungestörten Molasse, letztere flach bis deutlich unregelmässig gestuft oder gar in Rundhöcker aufgelöst erscheint, z. B. Bubikon-Hinwil, Rothenburg-Hellbühl.

---

[1]) *Früh,* Exkursionen, Jahresbericht der naturwissenschaftlichen Gesellschaft St. Gallen 1904, S. 30—32 und 1899/1900, S. 15—17.

Auch die Rippung ist kein Spezifikum der Gletscherlandschaft; von Verwitterungsformen stärker geneigter Böschungen abgesehen, tritt sie auch im Flussbett innerhalb der Hochwasserzone auf, z. B. innerhalb des eisernen Tores in der Donau, viel schwächer in Tälern der Molasseregion, wobei allerdings in den hohen Partien die mechanische Verwitterung und die Unterspülung unterstützend wirken (s. oben Hauslab, S. 275). Auch hier treffen wir — streng genommen — nur quantitative Unterschiede zwischen Fluss und Gletscher.

Die Übertiefung der Haupttäler als Zeuge grosser glazialer Erosion.

Hierüber hat mich zum ersten Mal *W. M. Davis* im Sommer 1899 nach seinen Studien im Kanton Tessin belehrt; im Herbst desselben Jahres verbreitete sich *Penck* in Berlin über die „Übertiefung der Alpentäler" (l. c. 1899). Folgen wir den Anschauungen von *Davis* l. c., welche er aus der glazial bearbeiteten Tallandschaft Biasca-Bellinzona mit den hoch mündenden Val di Lodrino, Val di Cresciana und Val d'Ambra gewonnen hat.

Als schärfstes Kennzeichen für durch Wassererosion entstandene Flusstäler erkannte *Playfair* 1802 die Gleichsohligkeit von Haupt- und Nebenflüssen bei der Mündung im Stadium der Reife, der Vollendung des Talsystems. Ist dieser Zustand nicht erreicht oder tritt eine Neubelebung der Erosion ein, wie beispielsweise in postglazialer Zeit in den Tälern des Napfgebietes, so sieht man die Seitentäler mit einem gewissen Gefällsbruch, einer Stufe, ins Haupttal münden, welche im umgekehrten Ver-

hältnis zur Grösse des Zuflusses steht, mithin, wie jedermann sich leicht überzeugen kann, in den Seitentälern 2., 3. und 4. Ordnung mit immer grösserer Mündungshöhe. Solche Täler hangen wie „Hängegletscher"; sie sind bereits von *Helland* l. c. 174 als hoch mündende erkannt und von *Gilbert* Hängetäler (hanging valleys) genannt worden (*Davis* l. c.).

Der mit Alluvien erfüllte 1,2—1,5 km breite Talboden Biasca-Bellinzona mit (vor der Korrektion) vielen Flussteilungen und steilen Wänden macht ganz den Eindruck der Reife, die Seitentäler dagegen erscheinen

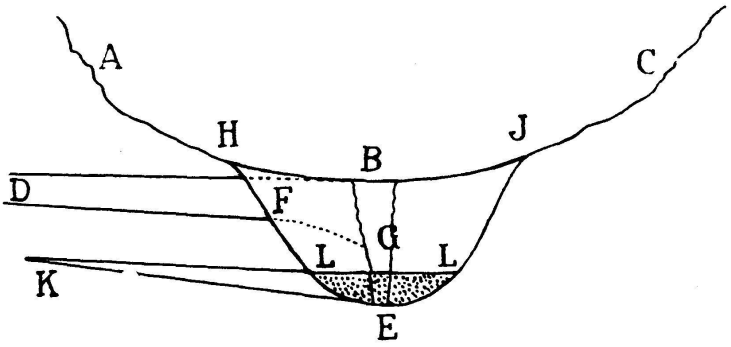


Fig. 4.

hochmündend, jugendlich. Die Entwicklung des Talsystems müsste aber mit *Davis* folgende gewesen sein (Fig. 4). Wäre A H B C der Querschnitt eines älteren reifen Tessintales, so würde ein linker Zufluss von D gleichsohlig in B münden. Tritt beispielsweise durch Hebung eine Neubelebung ein, so erfolgt ein Sägeschnitt (Cañon) B E und der in G mündende Seitenfluss fliesst zunächst im Hängetal D F G und offenbar auch mit Hoch-U- oder V-Profil. Sei endlich das Tal erweitert und gereift worden zum Querschnitt H E J, so mündet dasselbe Nebental vertieft und gleichsohlig mit K E-Fluss hinein und wenn endlich das Felsenbett von E auf Niveau L L aufgeschüttet wird, wird

auch der Nebenfluss aufschütten und gleichsohlig und mit ähnlichem Profil als K L im Niveau L L münden. Das trifft für oben angeführte und andere Nebentäler aber tatsächlich nicht zu. Das Haupttal ist überall geglättet, die Alluvionen berühren die geschliffenen Talwände und die Nebentäler sind breite, ebenfalls geschliffene, rundbucklige Hohlformen, mit Stufenmündungen von Hängetälern (als D F L unserer Figur), d. h. das Ganze repräsentiert ein unreifes Talsystem mit Kennzeichen der Gletschererosion. Ein fluviales System kann es nicht sein, mithin muss es ein glaziales sein. Es sind Eistäler[1]). Verstärkt wird dieser Schluss durch die Anwesenheit eines schluchtförmigen, cañonartigen, oft relativ wie mit einem Messer in die Stufe geschnittenen, fluvialen Verbindungsstückes, m. a. W., in ein Eistalsystem ist ein postglaziales, fremdes Gebilde eingeschoben. Nebentäler sind in der Vertiefung zurückgeblieben, das Haupttal ist relativ übertieft; von einer Fortsetzung des Eistales über das Gehänge des Haupttales findet sich keine Spur. Jetzt, in der postglazialen Zeit, erscheint die Verbindung mit dem Haupttal genau in der Folge von U- und V-Tal, wie sie in einem und demselben Tal in Norwegen oder im Schwarzwald für den obern glazialen und den tiefern fluvialen Abschnitt gefunden worden ist (siehe S. 272).

Die Stufenmündung ist in der Gegenwart vielfach durch folgende drei Begleiterscheinungen ausgezeichnet: Wasser- oder Elektrizitätswerke an herrlichen als Natur-

---

[1]) Wie nahe *L. Rütimeyer* durch Betrachtung dieser Hängetäler der Theorie der Gletschererosion war, hat bereits *A. Ludwig* durch Zitat des Meisters aus Jahrb. S. A. C. IX 351 dargetan (Jahrb. d. nat. Ges. St. Gallen 1905, 171—72).

denkmäler besuchten Schluchten, längs deren seitlich Zickzackwege hinauf zum Talboden führen. So windet man sich vom Rhonetal in 37 Kehren um 450 m höher, kommt dann bei „Pontet“ sofort zu trägem Wasser und damit zu dem breiten, rundbuckligen Talboden Salvan-Finhaut. Ebenso verhält es sich beim Aufstieg von Murg zu der S. 272 angeführten Brücke auf der felsigen Sohle des Trogtales oder bei Mels auf dem linken Ufer der Seez hinauf bis zur Kehre ob „Rüfi“ 633 m, von wo man den felsigen, bereits eingetieften, median zerstörten ehemaligen Talboden über „Langwiesen“ überblickt. Wem wären nicht zahlreiche Beispiele aus den verschiedenen Teilen der Alpen bekannt mit denselben Homologien und besonders im Frühling mit den heraustretenden Schaumbächen dieselbe Bewunderung der Reisenden hervorrufend wie bei einer Eisenbahnfahrt durch den Kanton Tessin? Es ist nach obigem klar, dass sich die Höhe der Stufen wieder umgekehrt verhält zum Einzugsgebiet der ehemaligen Eisströme, also nieder bei Visp, sehr hoch im Tessin, fehlend bei der Dranse.

Es geht nicht an, die ganze Erscheinung auf fluviale präglaziale Übertiefung zurückzuführen mit der Begründung, die Stufe hätte dann nicht ausgeglichen werden können, weil der Hauptgletscher das Seitental abgesperrt und an seiner Vertiefung gehindert habe. Es ergibt sich dies aus dem Vergleich von zwei vergletscherten Nebentälern der Linth, dem Wäggi- und Sihltal. Ersteres mündete einst schwach trichterförmig hoch auf den Terrassen des Haupttales, den Oberkanten der „Aapörter“ und ist heute durch ein breit V-förmiges, vielfach mergelige Molasse durchziehendes, fluviales Tal mit der Alluvialebene verbunden. Dem

breiten Sihltal fehlt dieses Verbindungsstück, da der neu in Tätigkeit tretende Fluss bei Schindellegi eine Barriere in Ufermoränen der Würmeiszeit fand und in seiner Mündung bis unterhalb Zürich verschoben wurde. Wo ist nun aber das alte zum heutigen See reichende Tal? Keine Rinne, kein mit Moränen erfülltes, fluviales Sihltal ist zum See sichtbar und doch hätte eine solche bestehen müssen, wenn See und Sihltal unreife Täler gewesen, d. h. wenn das Seetal als fluviales Gebilde übertieft gewesen wäre. Entweder ist dieses Mündungsstück entfernt oder bei Voraussetzung reifer Flusstäler das Seetal auf die heutige Tiefe glazial ausgetieft worden. Beide Voraussetzungen sprechen für kräftige Erosion des Gletschers.

Die Riegel und Becken bilden eine weitere und entscheidende Erosionsform der Gletscher, hat doch *Steinmann* bereits 1896 (l. c.) Trogtäler abschliessende Riegel als ebenso beweiskräftig für Eistäler erkannt als Endmoränen. Wieder streng genommen, bilden sie und die Becken keine auf sie total beschränkte Eigentümlichkeit. Auch Flüsse haben ihre Wirbel- und Staukolke, wie jede grössere Stromkarte zeigt, und dies nicht bloss in ihren Alluvien, sondern auch innerhalb der felsigen Erdkruste; beispielsweise ist die Dolnja Klissura der untern Donau 9 km lang, 151 m breit und mit 53 m relativer Tiefe volle 9 m unter Meer und im eisernen Tor liegen 49 und 51 m tiefe Kolke beziehungsweise 14 und 16 m unter dem Meeresspiegel (vergl. *Suess* l. c. 433—435 und *Penck,* die Donau, Schriften des Ver. z. Verbr. nat. Kenntnisse Wien 1891, XXXI. Heft S. 30—31). Die Unterschiede zwischen Wasser- und Eiswirkung liegen auch hier in den ungleichen Proportionen, der kräftig breiten, groben

Arbeitsweise des Gletschers. Bereits *Hörbye* erkannte 1857 auf dem Dovrefjeld, dass Gletscherschrammen bergaufwärts laufen, in einer Zeit, „als noch Zweifel darüber bestanden, ob in der Tat Eis die scheuernde Kraft gewesen sei" (*Suess* l. c. 429—439). Je nach den relativen Dimensionen von „Riegel" und „Becken" und der Häufigkeit der Vertiefungen kann man verschiedene Abstufungen erkennen. Auf unsern breiten Alpenpässen erscheinen sie mehr als flache Schüsseln, vielfach intakt mit Wasser oder saurem Humus erfüllt, Seen oder Moore darstellend, wozu eine grosse Zahl der „Hochseen" gehören. Das Bild gleicht — nach Karten gleichen Massstabes verglichen — durchaus demjenigen der norwegischen Fjelds. Die Glintseen Lapplands sind von *Suess* (l. c.) als glaziale „Staukolke" erkannt worden. Wie die Kolke eines fast ausgetrockneten Stromes als Paternosterseen erscheinen, so treten in unsern obern Alpentälern entsprechende Kolke als Serie von Becken auf. Vom Brienzerbecken bei Meiringen gegen die Grimsel folgen sich Innertkirchen, Innere Urweid, auf der Weid-Boden, Guttannen (dessen „vollendete Schüsselform" *Baltzer* l. c. 1896 hervorhebt), sehr schön „beim Stein" N „Stäubenden" mit gut erhaltenem aperem Felsboden, der fluvial durchfurcht wird und in ausgezeichneter Weise die Differenzen von Wasser- und Eiswirkung demonstriert, dann Stufenbecken Handegg, Kunzentännlen, Räterichsboden, Spitalboden und endlich Unteraar-Alp mit dem modernen Sandr. Auf der Nordseite des Gotthard hat man nach Andermatt-Hospental und der Wasserfassungsstelle 1590 m den Gamsboden, Mätteli-Gotthardreussboden, die Becken hinter dem Brügglochriegel über Cima del Ponte, Rodont, den Lucendrosee und hierauf

die Seeschüsseln der Eisscheide auf dem St. Gotthard, auf dessen Südseite sofort treppenförmig angeordnete Hohlformen kommen.

Auf Sassal Massone (Bernina) blickt man hinunter in die Becken der Alpen Palü und Cavaglia und deren Riegel. *Brückner* hat die Faktoren der Beckenbildung diskutiert (P-B 621). Eine Hauptursache muss in dem lokal verstärkten Eisprofil, der verstärkten Vertikalkomponente und vermehrten Geschwindigkeit gesucht werden, was bei Konfluenzen ohne weiteres ersichtlich ist. Gesteinsdifferenzen sind a priori keine nötige Voraussetzung, wie gerade die Begehung homogener, krystalliner Gebiete lehrt. Sie werden aber Unterschiede potenzieren und die rasche Aufeinanderfolge der Becken fördern, wie das schöne Beispiel von Schangnau über Bumbachboden zu Kämmeri- und Harzboden zeigt oder Vorder- und Hinterwäggithal oder zum Teil im Toggenburg die Becken Wattwil, Ebnat-Nesslau, Stein und Starkenbach. Wer vorurteilsfrei und vorbereitet für den Eingriff der Zerstörungsformen die Landschaft studiert, wird die Beckenform in allen Gesteinsarten antreffen.

Lehrreich ist die im Verrucano ausgetiefte Kartreppe der drei Murgseen am oberen Ende des S. 272 erwähnten Trogtales. Man geht auf talauswärts geschrammten und durchfurchten Riegeln je allmälig talaufwärts, hinein und hinunter in den entsprechend geschrammten und unter Wasser gut erhaltenen felsigen Seeboden.

Aus einem Kalkgebiet ist die Strecke Giswil-Brünig lehrreich. Vom Bahnhof Brünig bis zur Stufe ob Lungern mit der Kapelle bewegt man sich zwischen 1039—1011 m in einem rundbuckligen, breiten, durch erratische Blöcke

und Gletscherschliffe gekennzeichneten Boden mit mindestens vier deutlich ausgeschliffenen Becken, wofür in 1 : 50,000 schon die Bezeichnungen „Sewli“ aufmerksam machen. Das eine ist ein Sumpf (Limosetum) E „g“ in „Brünig“, die drei übrigen bei der Schneeschmelze wirkliche Seen mit glatten Wänden. Es ist eine (horizontal!) abflusslose Schüssellandschaft mit vielfach stark karrigen Rundhöckern; die Karren sind postglazial. Unter einer hohen Stufe liegt Lungern mit dem entsprechenden in Fels ausgearbeiteten See, einem der schönsten Beispiele. Am obern Ende des künstlich tiefer gelegten Wassers kann man unter Schlamm die geschliffenen Trogwände erkennen, ebenso tauchen sie unter dünner Moräne an der Landstrasse bei Mühlebach E des Dorfes und endlich unter Niederwasser an einem Halbriegel im See (l. Ufer) und der Westseite der hohen Barriere Kaiserstuhl auf. Dieser Riegel mit schwacher, hoher Abflussrinne wäre in 1 : 5000 eine herrliche glazial bearbeitete Landschaft für sich. Die Verkarstung kann hier unmöglich von wesentlichem Einfluss gewesen sein. Östlich Kaiserstuhl folgen sich Becken und Riegel bei Unter-Aa und Rudenz-Giswil, hier durch den gewaltigen Schuttkegel des Lauibaches stark verschüttet. Die Seebecken des Oberengadins (ursprünglich zwei mit Riegel von St. Moritz und Campfer) sind fast ausschliesslich in krystalline Gesteine gegraben. Sie bilden den schönsten schweizerischen Typus einer Kolk-Serie innerhalb eines typischen Trogtales. Von Muottas Muraigl oder Hahnensee erscheint die Landschaft mit 9—10 bestehenden und verlandeten Inseln und als Ganzes durchaus als Äquivalent der berühmten irischen und schottischen Lochs, der breiten, glazial ausgeschliffenen Seetäler

des Adirondackgebirges der östlichen Union oder der Fjordtäler der patagonischen Anden, von Alaska usw. Der See von St. Moritz war einst um 8—10 m durch Moränen gestaut. Zurzeit 44 m tief, liegt sein Boden mindestens 800 m unter der obern Schliffgrenze, d. h. See- und Trogtiefe verhalten sich wie 1 : 18, m. a. W. innerhalb des ehemaligen Eisbettes erscheint der St. Moritzersee etwa so, wie wenn man beim Durchschreiten eines kaum bis zu der Schulter reichenden Stromes plötzlich in eine bis zu den Knöcheln reichende Vertiefung treten würde.

Über die Entstehung der grossen alpinen Randseen bestehen zwei Auffassungen:

1. Sie sind heteromorph, primär fluviale Erosionstäler, sekundär tektonisch umgestaltet durch lokale Senkung, ertrunkene Talabschnitte.
2. Es sind homomorphe Gebilde einer längeren fortlaufenden Erosion, in der Endform, wie sie sich heute zeigen, glazial ausgeschliffene Becken. So gross uns die Schwierigkeiten anfänglich zu sein scheinen, welche sich der Vorstellung hemmend in den Weg legen und so manche Detailfragen noch der Aufklärung harren, kann man sich dieser von *Penck* und *Brückner* l. c. vertretenen Auffassung nicht verschliessen, insbesondere, wenn man noch mehr, als es durch diese Forscher geschehen, betont, dass in der ganzen seit der ersten Glazialzeit andauernden Entwicklung Wasser und Eis, nebst der Verwitterung wirksam waren, ersteres allein in den Interglazialzeiten, dabei gleichsam Leitbahnen für die Eismassen erstellend.

Wie man die ganze Frage anfassen will, stets muss

man vor Augen halten, dass nicht etwa die Becken allein, sondern die ganze Landschaft als solche in allen ihren Teilen in Betracht und zur Prüfung kommen muss.

Ist nachträglich eine Senkung eingetreten, so müssen, wie das bereits von anderer Seite gefordert worden ist, auch Seitentäler ertrunken sein.

Das ist bis heute nirgends erkannt. Sie kann ferner nicht bloss von Strecke zu Strecke, sondern muss auch weiterhin eingesetzt haben. Auch hiefür fehlen Anzeichen. Von *Aeppli* l. c. S. 106 vermutete Senkungen auf der Strecke Wald-Fischental oder bei Bischofszell haben sich als nicht stichhaltig erwiesen. Für das Gebiet des Pfäffikersees fand *J. Weber* keine entsprechenden Tatsachen [1]). Ich muss das bestätigen. In den Seebecken dürften alte Zuflussrinnen erwartet werden. Man darf sie nicht mit *Wettstein* (Geologie von Zürich und Umgebung, 1885, 57) — Glazialerosion nicht ganz ausschliessend — durch Deltas verdeckt vorstellen. Eine bestimmte Entwicklung hätten sie an den Steilgehängen annehmen und unter Wasser sich gut erhalten müssen. Auf alle Fälle kann nach dem Vorausgegangenen eine beträchtliche glaziale Erosion und für den Zürichsee eine Übertiefung (s. oben S. 293) nicht in Abrede gestellt werden.

Von besonderer Bedeutung ist, dass P-B einheitlich nach morphologischen Grundsätzen gearbeitet haben und als Basis die präglaziale Rumpfebene erkannt haben.[2]) In diese sind die Seen eingesenkt, ohne dass eine

[1]) Mitteilungen der nat. Gesellschaft Winterthur. III, 1901, 29—30.

[2]) *A. Mousson* erkannte dasselbe für die Umgebung von Baden (Geol. Skizze von Baden 1840, S. 84).

wesentliche Störung des gleichsinnigen Gefälles alpenwärts konstatiert werden konnte. Mit dieser Tatsache ist schliesslich der Umstand entscheidend, dass nicht bloss die oberen Abschnitte der Alpentäler, sondern die ganzen Täler sich in eine Serie von stufenweise je durch Riegel getrennte Becken auflösen (P-B 619), in ein gewaltiges Paternoster von Seen, von welchen die meisten bereits zugeschüttet sind, so dass wir übereinstimmend bei Abwesenheit von Schutthalden postglaziale Schotter direkt an geschliffene Trogwände gelagert und die Riegel fluvial und postglazial durchsägt finden. Kein Fluss, kein Strom zeigt diese Riesenkolke und nur eine vielfache Repetition von Senkungswellen wäre im Stande, ein fluviales Erosionstal serienartig zu versenken. Der Seenreichtum der Erde knüpft sich an vergletscherte oder jung aufgeschüttete Gebiete und die grossen Seen der Balkanhalbinsel, von Ungarn etc. erscheinen sehr seicht gegenüber den alpinen Furchen, mit denen nur einzelne tektonische rivalisieren können.

Riegel sind oft selbst glazial durchfurcht, erscheinen später als Reste der Durchtalung, als Inselberge wie Rapperswil-Lützelau-Ufenau und Untiefen 405, 370 bei Freienbach, dann Buchberg etc. Sie erscheinen im Verhältnis zur Höhe des ehemaligen Eisprofils klein und dürfen mit *Penck* (P-B 304) nicht contra Glazialerosion interpretiert werden. Auch die fluviale Erosion weist solche Etappen auf, besonders zahlreich bei der Flussteilung oberhalb grosser Wasserfälle („1000 Inseln"); sie sind wegen der leichten Untergrabung nur von geringerer Dauer als bei der plumpen Arbeit des Eises. Im fluvioglazial entstandenen Trockental der Fulach westlich Thayngen steht quer und etwa ein Drittel

des Tales einnehmend, ein anstehender, im E steiler, nach W sanfter Malm-Damm, ca. 4—5 m hoch, 17 m breit und 32 m lang, als Insel in einem ausgezeichneten Wassertal.

Durch glaziale Diffluenz (Gabelung) erzeugte Formen. Innerhalb der Schweizerkarte müssen zwei grössere Landschaftstypen durch ihre Eigenart stets die Aufmerksamkeit des Beschauers fesseln; es sind der grösste Teil des Thurgau und das alpine Vorland im Bereich von Linth- und Reussgletscher. Vor Jahren so oft von den Höhen des Appenzellerlandes den Thurgau bei guten Abendbeleuchtungen überschauend, blieb mir sein Relief ein Rätsel. Wäre dieses Gebiet nie vergletschert, nur der subaërischen und fluvialen Abtragung unterworfen gewesen, so müsste man hier nach dem Davis'schen Cyclus eine einheitliche Rumpfebene oder eine reich entwickelte Flur von Insel- (Zeugen-) Bergen erwarten. Statt dessen finden sich um den ganzen Bodensee auch nach Entfernung von Moränendecken Sporn-ähnliche Molasserücken, mit seewärts niedrigen und mehr oder weniger spitzen Enden: Göhrenberg, Höchsten, Bodanhalbinsel, Schienerberg, der Zug Romanshorn-Wäldi-Seerücken, Ottenberg, Griesenberg E Frauenfeld, Gabris-Braunau (Haid). Sie erinnern nach Form und Anordnung einer gespreizten, in Schnee gedrückten und zugleich ganz wenig nach vorn verschobenen Hand, wobei der Bodensee der Handfläche entsprechen würde. Spornbildung ist eine sehr bekannte und konsequente Erscheinung fluvialer Konfluenz mit talabwärts gerichteten und naturgemäss dorthin orientierten und erniedrigten Gebilden, wie jede topographische Karte zeigen kann. Unsere Sporne sind alpenwärts gerichtet und deshalb prägte ich mir das

Ganze als Inversion des topographischen Gefälles ein. Die trennenden Täler können unmöglich als entsprechend viele Arme eines sich teilenden Stromes erscheinen. Solche Flussteilungen ereignen sich in aufgeschütteten Landschaften, bei grossen Niederschlägen (vergl. Gewitterregen auf einer Strasse, Igarapés des Amazonas etc.). Sie würden übrigens flussaufwärts untergrabene, steilere Böschungen erwarten lassen. Das trifft hier nicht zu. Soll die flächenartige Anordnung der Sporne und Täler gerade einen Beweis für durch Senkung entstandenen Bodensee liefern? Der See ist jünger als der Deckenschotter, der auch hier alpenwärts einseitiges Gefälle zeigt. Für die thurgauischen Täler in ihrer heutigen breiten Form wird die Rekonstruktion der nötigen radial zum Seebecken fliessenden grossen Gewässer nicht möglich sein. Dagegen bestanden in einem Entwicklungsstadium des Sees, wie *Penck* (P-B 419) in sehr objektiver Weise es erläutert, zentripetale Zuflüsse zum See, entsprechende Konfluenzen, Furchen, welch letztere dann vom Eis benützt und grossartig zu Zweigbecken erweitert worden sind, wobei die trennenden Rücken notwendig alpenwärts am längsten und schärfsten abgeschliffen wurden. Manche zeigen geradezu als Ganzes die Form riesiger Rundhöcker (Romanshorn-Wäldi, Schienerberg, Rodelberg b.Stein a.Rh.). Die Breittäler und Sporne sind mit dem Seebecken sukzessive entstanden, gegen letzteres stellenweise durch höhere Schwellen getrennt (Romanshorn-Thurtal) und nicht infolge einer Senke. Lokalisiert ist das Ganze, weil auch der Gletscherfächer örtlich beschränkt war.

Ein zweites homologes Beispiel bieten die Stamm- und Zweigbecken von Linth- und Reussgletscher, vom Glatttal bis zur Emme W Luzern, insbesondere das

untere Gebiet des Reuss-Brüniggletschers, wofür Zugerberg, Lindenberg, Gütsch in Luzern, Umgebung von Knonau als Übersichtspunkte gewählt werden mögen.

Von und um die Nordenden des Zuger- und Vierwaldstättersees breitet sich eine fast apere glaziale Depression aus, welche bereits *Kaufmann* l. c. 449 als solche kannte! Es ist wieder ein Zentralgebiet mit Radialfurchen (Zweigfurchen). Die N-S-Axe geht von Bonstetten 528 m über Affoltern 500 m, Mettmenstetten 470 m (Obfelden 445 m) nach Zugersee-Hammer a. Lorze 416 m, um von neuem anzusteigen über Dersbach S Cham 425 m, W Rothkreuz 450 m, Einschnitt E Rothkreuz 449—450 m auf Kilchberg bei Buonas 530 m und damit den gerippten alten Talboden zu erreichen. Auch die E-W-Axe ergibt den Schnitt durch eine flache Schale. Sie zieht von Kilchberg 534 m über den Rundhöcker Reckenbühl 454 m W Root an der Reuss zur Strasse S Station Rothenburg 530 m und hinauf nach Hellbühl 641 m. Die ausgeschliffene Landschaft ist als solche besonders eindrucksvoll innerhalb der dislozierten Molasse Cham-Buonas-Rothkreuz. Sie bildet auf 6 km den NW-Flügel der nördlichen Antiklinale, ist mithin tektonisch das Äquivalent des Höhenzuges (Ricken-)Kreuzegg-Schnebelhorn. Allein hier muss man die Isoklinalberge aus kaum auftauchenden Rippen rekonstruieren. Sie liegen durchschnittlich 450 m tiefer als die präglaziale Landfläche des Zugerberges und — gleiche ursprüngliche Hebung vorausgesetzt — 700 bis 800 tiefer als die tektonischen Äquivalente E des Tösstales. Moränenschutt fehlt hier beinahe. Desgleichen westlich der Reuss, über der ungestörten und glazial bearbeiteten Molasse nach Rothenburg-Hellbühl-Neuenkirch etc. (siehe S. 288).

Über Sandsteine („Sandplatten“ b. Rain) in schwachen Stufen und mehr oder weniger entwickelten Rundhöckern gelangt man auf einer Erosionsfläche allmälig zu Wasserscheiden, hinter welchen die Radialfurchen mit erhaltenen und erblindeten Seen und der allbekannten Moränenlandschaft liegen. In diese grosse Depression schauen alpenwärts fallende, erniedrigte, radial-konvergente Sporne, als Folgeerscheinung der glazialen Diffluenz, wie Arni-Iselisberg W Bonstetten, Lindenberg, Höhenzug Rain-Münster (Luzern), Hellbühl-Ruswilerberg und Felsigen-Graubaum nördlich der Emme.

Am Südost-Ende dieser 21 km breiten Depression, welche mit der Gegend um den obern Zürichsee die breiteste Bresche der Vorberge bedingt, liegt nun das Felsbecken des Zugersees. Nirgends eine Abdämmung durch Moränen. Die Abflussrinne der Lorze zur tieferen Reuss ist ein postglaziales, in Molasse geschnittenes enges Flusstal. Im Osten erhebt sich die präglaziale Rumpfebene des Zugerberges in mehr als 900 m, im Westen ist eine tiefere, gerippte Abtragungsebene südlich Rothkreuz mit dem scharf glazial bearbeiteten Kiemen in 550 bis über 600 m erhalten, mit korrespondierenden ausgeschliffenen Terrassen am rechten Ufer um Walchwil.

Unter dieses Niveau ist unsere Depression ausgearbeitet und endlich unter die letztere wie ein Riesenkolk der zweigeteilte See mit durchschliffenem Riegel Kiemen-Lotenbach und einer Maximaltiefe von 198 m. Im Gelände steht man vor eindrucksvollen Tatsachen, deren Wirkung vor allem durch den unmittelbaren Kontrast des nach der Würmeiszeit verlassenen Bodens bei Cham und der mehr oder weniger erhaltenen spät-

pliocänen Abtragungsebene auf dem Zugerberg erhöht wird, endlich dadurch, dass man hier direkt ein Seebecken als allmäliges und lokales Endergebnis einer lang andauernden Erosion vor sich hat (vgl. S. 297). Durch glaziale Diffluenz in Teilfurchen erklären sich ferner leicht die alpenwärts gerichteten Abdachungen von Bachtel, Pfannenstil, Albis (letzterer nachträglich im Südosten deformiert), dann eigentliche Talgabelungen wie vor dem im Norden unterschnittenen Belpberg und insbesondere bei Sargans, dem schweizerischen Bellagio, dessen alpenwärts schauende, zugeschliffene „Punta" das dominierende Schloss trägt.

Ist schon der Pfannenstiel ein Diffluenzsporn in der Nähe einer zwischen Hombrechtikon und Wald zugeschliffenen Schwelle zwischen Stamm- und Zweigbecken, so steigert sich diese Arbeit im Nährgebiet der Gletscher zu Überbordungen, wobei an den Passseiten auch Sporne entstehen, welche sich an die vorigen morphologisch eng anschliessen und von denselben nicht immer scharf zu trennen sind. Die Erscheinung ist *Kaufmann* nicht entgangen, wenn sie ihm auch in der ganzen Tragweite nicht bekannt sein mochte. Nach ihm passt sich der starre Gletscher „starken Krümmungen kaum an; eher noch setzt er, kraft des von hinten wirkenden Druckes, über kleine Erhabenheiten, niedrige Wasserscheiden hinweg, kann so möglicherweise von einem Tal quer oder schief über in ein anderes gelangen und den Übergang allmälig ausweiten und vertiefen." Als Beispiel führt er das Hürntal westlich Knutwil (top. Atlas 182 und 183) an, nördlich des Wauwiler Trichters, d. h. nahe des Gletscherendes. Man hat hier auf kleiner Fläche ein prachtvolles Bild: Bei St. Erhard einen Diffluenzsporn (Bi-

furkation) zwischen den Tälern der Suhr und Wigger, eine Transfluenz (P-B) westlich Knutwil ins Hürntal, Erniedrigung der Schwelle auf 564 m, Auskolkung des Tales durch eine Gletscherzunge (Buchser Moos) und Entwicklung von Stosseiten am Santenberg, welcher im Westen durch Fluss-Serpentinen angeschnitten ist.

Wie Flüsse überborden, so fliessen Eisströme gelegentlich bei Hochstand in Täler mit kleinerem Einzugsgebiet und tieferem Stand des Eises. Ein in Gebirgstäler oder Fjorde vordringendes Nebelmeer kann den Vorgang illustrieren. *Agassiz* (1842) war das Überfliessen des Eises vom Rhonetal über die Grimsel bekannt. *Gerlach* beobachtete eine Transfluenz aus dem Val Chamonix über Col des Montets ins Val Trient, vom Val Ferret über Plan y Bœuf ins Val d'Entremont bei Liddes (l. c. 43, 100). Man erkennt auf den Eisscheiden des Gotthard, Lukmanier, Bernhardin, Splügen, Bernina, Simplon ein Überfliessen nach Süden. Im Engadin beobachtet man eine Transfluenz vom Haupttal über den Albula, aber vom Rosegtal über Fuorcla Surley ins Oberengadin mit jeweiliger deutlicher Abtragung der Passtäler. Detailstudien hierüber wären sehr erwünscht! Im allgemeinen lassen sich naturgemäss je nach der Differenz der Eisstände benachbarter Täler mindestens zwei Stadien unterscheiden:

1. Die Transfluenz erfolgt in Form einer kurzen Zunge, eines eine trichterförmige Erosionsform hinterlassenden Lappens, das Spiegelbild der normalen Trichtermündungen von Eisflüssen, z. B. Strecke Wald-Fischental und wahrscheinlich Trichter bei Wildhaus mit der schönen Terrasse Boden-Gatter-Schontobel am Fusse der Churfirsten. Noch in der Nähe von Härti, ca. 1320 m, am Grabserberg, fand

ich Diorit und Gneisse[1]) und auf den Drei Schwestern im Vorarlberg liegt Erraticum in 1500 m (P-B 428).

2. Vollständiges Hinüberfliessen in ein anderes Tal, das glazial erodiert wird. Wundervoll ist die Schwelle des Monte Cenere auf der Dufourkarte gezeichnet. Ein Vergleich derselben mit der Originalaufnahme (Bl. XIX, Sektion 14, 1857), welche ich der eidgenössischen Landestopographie verdanke, zeigt in der Tat auf 9 km E-W-Ausdehnung eine vielfach zugerundete, rillig durchschliffene Gneisstufe in 553—1050 m, welche Siedelungen trägt und in grossem Gegensatz zu den splittrig abgebrochenen Flanken steht. Streng genommen ist die ganze Erscheinung eher eine Mischform von Diffluenz (Monte Tamaro) und Transfluenz.

Solche Überfluss-Arme können, wie P-B zuerst erkannten (l. c. 539, 606 — „Bifurkation" — 811, 812), eine „glaziale Anzapfung" eines andern Fluss- oder Eisstromes bewirken, die an Stelle des fluvialen Abschneidens tritt, z. B. Brünigstrom. Man sucht in direkter Verlängerung der Talaxe von Obwalden vergeblich die Fortsetzung eines breiten, grossen Flusses. Der Aare-Eisstrom floss hier mit ca. 1,9 km Querschnitt durch. Der Forno-Gletscher bewegte sich (vergl. S. 269) über den Maloja nach W und bewirkte im Verein mit dem Maira- und später dem Albigna-Gletscher die gewaltige Vertiefung des obern Bergell, so dass das Oberengadin isoliert worden ist. Für die Lorze findet man rückwärts über den 1 km breiten gerippten Talboden Morgarten-Eumatt keine direkte Fortsetzung. An der

[1]) Über andere Erratica vergl. meine „Lithothamnien" in Abh. d. schweiz. paläontol. Ges., Vol. XVII, Zürich 1890, S. A. S. 25—26.

Zinggennas ob Sattel ist ein Bifurkationssporn, vor dem sich der Ägerigletscher nach W bewegte und den See auskolkte, dessen Becken auch ohne Moränendamm, wenn auch weniger tief, bestehen würde (s. o. S. 285—286).

* * *

Halten wir Rück- und Umschau. In den Skulpturformen eines Landes findet man die verschiedenen Äusserungen des Klimas abgebildet, subaërische entsprechende Verwitterung, fluviale und glaziale Verfrachtung und Erosion. Klimatische Änderungen von längerer Dauer prägen sich in besondere Arbeitsmethoden und speziellen Stilarten auf. Die Prävalenz der einen Kräfte führt zur Zerstörung der Gestalten der andern Kraftgruppen. Daraus resultieren Mischformen, Auf- und Umprägungen (vgl. *Suess* l. c. 417 ff.). Es gibt fort- und rückschreitende, alternde und jugendliche Gebilde. So gleicht auch unser Land einem Palimpsest, in welchem seit dem Pliocän die Schriftzüge der Verwitterung, von vier Eiszeiten, drei Interglazialzeiten und der Gegenwart mehr oder weniger erhalten sind. Noch lesen sich diejenigen der letzten Glazialzeit deutlich, wenn auch die nacheiszeitlichen fluvialen und anthropogenen Züge schon kräftig und dicht eingetragen sind.