

Zeitschrift: Schweizerische pädagogische Zeitschrift
Band: 7 (1897)
Heft: 2

Artikel: Aus der Geschichte der Erde : 2. Teil
Autor: Äpli, Aug.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-789020>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 01.02.2025

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

Aus der Geschichte der Erde.

Von Dr. Aug. Äppli, Zürich.

III.

Was wir bei den Wildbächen im kleinen und auf engem Raume beisammen haben:

a) im Sammelgebiet:

1. vertikales Einschneiden; 2. Nachgleiten der Gehänge; 3. Rückwärtsverlängern der Schluchten; 4. Rückwärtsverzweigen der Schluchten.

b) im Sammelkanal: Transport.

c) im Ablagerungsgebiet: Erhöhung des Bodens durch Schuttkegelbildung —, das haben wir im grossen bei den Flusssystemen.

Bei einem Flusse lassen sich in der Regel drei Teile unterscheiden: 1. Oberlauf, 2. Mittellauf, 3. Unterlauf. In jedem der drei Teile entfaltet der Fluss eine andere Tätigkeit. Im Oberlauf, der dem Sammelgebiet des Wildbaches entspricht, ist das Gefäll so gross, dass sich der Fluss vertikal einschneidet und das Tal vertieft. Darauf beschränkt sich seine direkte Arbeit. Die Abschrägung der Gehänge geschieht durch Verwitterung, Spaltenfrost u. s. w. Dadurch bildet sich ein Tal mit V-förmigem Querschnitt. Wenn sich der Fluss dabei in Fels einschneidet, so entstehen die charakteristischen Erosionskessel. Dieselben bestehen aus lauter konkaven, glatten Flächen, welche in trockenem Zustande niemals glänzend, sondern matt sind. Man sieht diese Kesselformen bei unsern Bächen oft im Molassesandstein; sie sind auch in den Schluchten der Tamina, der Reuss, der Aare etc. sowie bei einer Unzahl von alpinen Bächen vorhanden. Bei der Tamina erkennt man sie in der Pfäferser Schlucht noch 100 und mehr Meter über dem

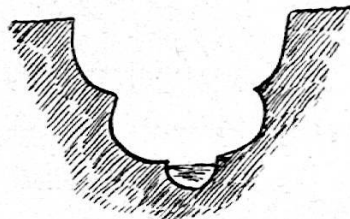


Fig. 7. Erosionskessel.

Fluss, ebenso in der Aareschlucht bei Meiringen. Der Oberlauf eines Flusses ist ferner gekennzeichnet durch Stromschnellen und Wasserfälle.

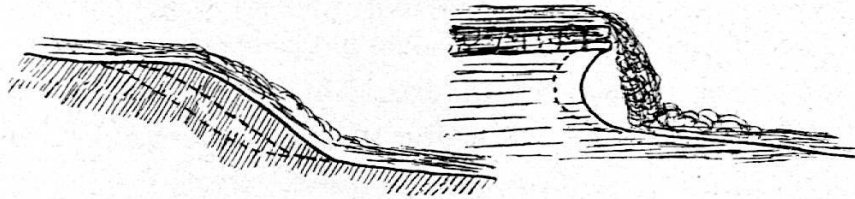


Fig. 8. Stromschnelle und Wasserfall.

Bei diesen kann man ebenfalls das Rückwärtsgreifen der Erosion deutlich konstatieren. Indem der Fluss seine Geschiebe über den Boden einer Stromschnelle schleift, wird derselbe abgenutzt, und die Stromschnelle wandert langsam talaufwärts. Das Gleiche geschieht bei einem Fluss, der frei über eine Wand stürzt: der Fuss der Wand wird immer mehr unterspült, besonders wenn er aus weicherem Material besteht. Die Platte, die dadurch zum Überhängen kommt, bricht schliesslich ab, und der Wasserfall wandert stromaufwärts. Die Schnelligkeit dieser Wanderung hängt natürlich ab von der Wassermenge, von den Geschieben und von der Festigkeit des Gesteins. Der Rheinfluss z. B. weicht kaum messbar zurück, weil der Fluss sich kurz vorher im Bodensee geklärt hat. Die Bäche am Zürichberg weichen jährlich um ca. 30 cm zurück; denn sie arbeiten in Mergel und weichem Sandstein. Die Niagarafälle rücken jährlich um fast 1 m gegen den Erie-See hinauf.

Anders ist die Tätigkeit eines Flusses im Mittellauf. Da hat das Gefälle so weit abgenommen, dass kein Einschneiden mehr erfolgt, es ist aber noch so gross, dass keine bleibende Ablagerung von Geschieben eintritt. Wohl bilden sich im Flussbett Kiesbänke, aber dieselben werden bei Hochwasser auch wieder fortgeführt. Dagegen kann eine Kiesbank z. B. folgende Wirkung haben: Die Strömung des Wassers wird von ihr abgelenkt und an die eine Talseite geworfen; dort findet Erosion statt, seitlich, nicht vertikal. Der Fluss wird dann zurückgeworfen,

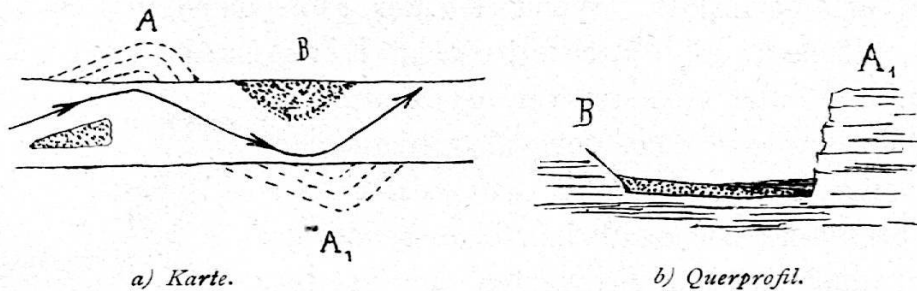
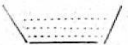


Fig. 9. Serpentinbildung.

und bildet die sogenannten Serpentin, wobei in den toten Winkeln bei B gleichzeitig eine Kiesablagerung stattfindet. Hat die Serpen-

tinienbildung bei einem Naturflusse einmal begonnen, so geht sie infolge der Inertie immer weiter. Dadurch bekommt das Tal einen breiten Talboden, sein Querschnitt wird \setminus — $/$ -förmig. Erst späterer Verwitterungsschutt verhüllt dann die scharfen Ecken. Diese Talform finden wir in ausgezeichneter Weise bei den kleinern Flüssen unseres Mittellandes: z. B. bei der Töss von Bauma bis Sennhof; bei der Sihl von Langnau bis Zürich etc. Da sind die Talböden nur mit einer schwachen Kiesschicht bedeckt, und in 1—2 m Tiefe trifft man das abgeschliffene, anstehende Gestein.

Im Unterlauf eines Flusses nimmt das Gefäll derart ab, dass er das Geschiebe nicht mehr zu transportieren vermag, sondern dasselbe bleibend ablagert. Dadurch erhöht er sein Bett, tritt nebenaus, erhöht da wieder u. s. f., bis der ganze Talboden mit Geschieben überdeckt ist und immer höher überdeckt wird. Hier haben wir als Querschnitt:

 Die abgelagerten Kiesmassen sind nichts anderes als ein äusserst flacher Schuttkegel mit einem Gefäll von 1—3 ‰, der sich wegen der Talwände nicht seitlich ausbreiten konnte. Es ist einleuchtend, dass bei dieser Ablagerung eine Sonderung der Geschiebe nach der Grösse eintritt: zuerst fallen die grössern Geschiebe heraus, weiter flussabwärts immer feinere. Aber selbst an ein und demselben Orte wird der Fluss bei einem gewissen Wasserstande z. B. Kies ablagern, bei niedrigerem Stande Sand u. s. w. Dadurch entsteht in diesen Schottern eine Schichtung und zwar parallel der Oberfläche, also fast genau horizontal. Etwas anders wird die Sache, wenn ein solcher Fluss in ein stehendes Gewässer, in einen See oder ins Meer mündet. Da hört die Stosskraft des Flusses plötzlich auf, weshalb die Geschiebe mit Ausnahme des ganz feinen Schlammes rasch fallen. Dabei häufen sie sich in steiler Böschung an, je gröber, desto steiler.

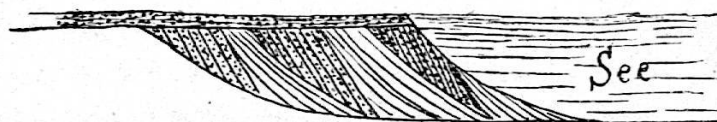


Fig. 10. Delta.

Beim Wechsel der Wassermenge bringt der Fluss bald feines, bald grobes Material, so dass dadurch obige Wechsellagerung entsteht. Über das Ganze legt sich noch eine wagrechte Schicht grober Gerölle.

Wir haben also für die Flüsse folgende Übersicht ihrer Tätigkeit:

- a) im Oberlauf: vertikales Einschneiden,
Abschrägung der Gehänge,

Verlängerung nach oben,
Verzweigung nach oben.

b) im Mittellauf: Verbreiterung des Talbodens durch Serpentin.

c) im Unterlauf: Erhöhung des Talbodens.

Wenn verschiedene Flüsse sich immer weiter nach rückwärts verlängern, so müssen sich schliesslich zwei von entgegengesetzten Seiten

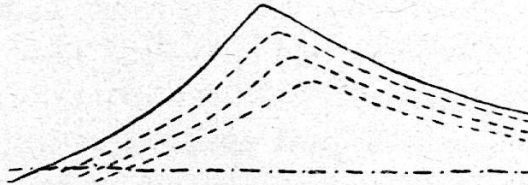


Fig. 11. Wasserscheide.

treffen. Es beginnt zwischen ihnen ein Kampf um die Wasserscheide, wodurch sie in die trennende Bergkette eine immer tiefere Scharte schneiden. So entstehen die Pässe, die natürlichen Tore des Verkehrs über die Gebirge. Wo sich die beiden Systeme nicht in entgegengesetzter Richtung, sondern seitlich treffen, wird derjenige Fluss, der sich rascher einschneidet, dem andern den Oberlauf abschneiden und ihn sich tributpflichtig machen. Ein schönes Beispiel einer solchen Flussablenkung haben wir an der Linth. Es unterliegt keinem Zweifel, dass ein so breites Tal mit sanften Gehängen, wie das Glatttal, nur von

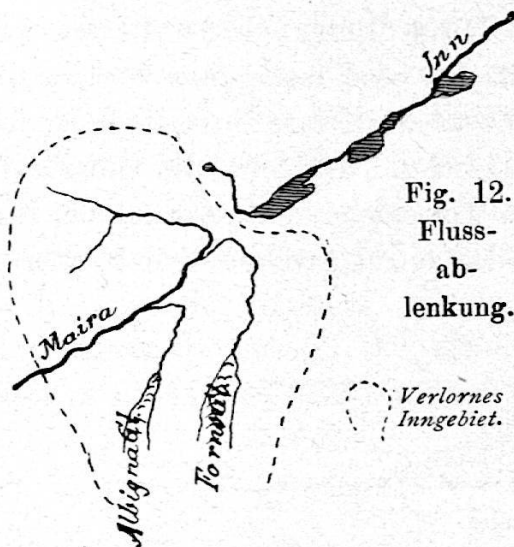


Fig. 12.
Fluss-
ab-
lenkung.

einem grossen Flusse erzeugt worden ist. Aber wo ist er? Wenn man im Glatttal steht und talaufwärts sieht, so hat man das Ursprungsgebiet des Tales vor Augen: überall wird der Talhintergrund abgeschlossen durch Mürtschenstock und Glärnisch. Von daher kam der Fluss; die Linth ist der Stammfluss des Glatttales. Stammfluss des Zürichseetales ist die Sihl, deren Geschichte uns später beschäftigen wird.

Die Sihl schnitt sich stärker ein, als die Linth; ein rechter Seitenfluss der Sihl, etwa von der Gegend von Wädenswil ausgehend, fiel der Linth ungefähr bei Rapperswil in die Seite und lenkte sie in die Sihl ab. Von diesem Augenblick an blieb der untere Teil des einstigen Linthtales, also das heutige Glatttal, in der Vertiefung zurück. — Vielleicht noch einfacher als dieses Beispiel ist dasjenige von Inn und Maïra. Der Inn hat gar keinen Oberlauf, keine verzweigten Schluchten am Ende. Von den Engadinerseen,

wo das Tal den Charakter eines breiten Serpentinetales hat, steigt man ganz wenig an und steht auf der Höhe des Maloja. Und doch sieht man dort, wie auch auf der Karte, von den umgebenden Gebirgen eine ganze Reihe von Bächen radial auf den Maloja zufließen. Plötzlich aber wenden sie sich um $90-180^{\circ}$ und fließen in die Maïra, die an dem steilern Südabhang die grössere Kraft entfaltet und dem Inn den Kopf abschnitt. Daher ist das Engadin in der Vertiefung zurückgeblieben, und der Inn war wegen zu geringer Wassermenge nicht im stande, die Schuttkegel der Seitenbäche wegzuführen. Er wurde vielmehr dadurch gestaut, und so entstanden die schönen Engadinerseen.

Ein ähnliches Beispiel bereitet sich unter unsern Augen vor, wenn es nicht der eidgen. Flussverbauung gelingt, es zu verhindern. Die Nolla braucht ihre Schluchten nur noch um etwa 2 km zu verlängern, dann fällt sie der Rabiusa in die Seite, und diese wird dann bei Thusis in den Hinterrhein fließen, anstatt wie jetzt bei Versam in den Vorderrhein. Der untere Teil des Safientales wird dann in der Ausbuchtung zurückbleiben, wie jetzt das Engadin; der obere Teil dagegen wird sich mit samt der jetzigen Nollaschlucht weiter vertiefen. — Ebenso ist dem Davoser Landwasser der Oberlauf abgeschnitten worden durch die Landquart. Das grossartigste Beispiel aber von solchen Ablenkungen ist dasjenige des Rheins in Graubünden. (Nach Prof. Heim.) Da waren zuerst zwei Flüsse, nennen wir sie Ost- und Westrhein, die in Quertälern erster Ordnung die Alpen entwässerten, wie etwa Linth und Reuss etc. Der Ostrhein floss aus dem Oberhalbstein über die Lenzerheide und Chur nach dem Bodensee. Der Westrhein kam aus dem Avers, floss durch Schams und Domleschg, über den Kunkelsspass, Taminatal, Walensee, Glatttal in den heutigen Rhein. Nun schnitt sich zuerst der Schyn, ein rechter Seitenfluss des Westrheins, ein und lenkte den Oberhalbsteinerrhein nach Westen ab. Dadurch wurde die Lenzerheide ausgeschaltet. Gleichzeitig schnitt sich von Chur her ein linker Zufluss des Ostrheins tiefer ein und lenkte den Westrhein (mit samt dem heutigen Vorderrhein) nach Osten ab. Dadurch wurde der Kunkelsspass ausgeschaltet. — Es ist selbstverständlich, dass alle diese Talablenkungen vor ungezählten Jahrtausenden erfolgten, als diese alten Flussläufe noch viel höher lagen als heutzutage.

IV.

Der Vorgang der Talbildung bleibt aber gewöhnlich nicht so einfach, wie wir ihn bis jetzt dargestellt haben. Wenn weiter keine Änderungen erfolgen würden, so hätte jeder Punkt eines Flusslaufes nach und nach alle

drei Stadien der Talbildung zu durchlaufen: I. Vertiefung (Oberlauf), II. Verbreiterung (Mittellauf), III. Aufschüttung mit Schottern (Unterlauf).

Alle drei Stadien schreiten, wie die Erosion überhaupt, talaufwärts, passiren also, genügend lange Zeit vorausgesetzt, jeden Punkt des Flusslaufes. Jetzt kommen aber Komplikationen dazu. Unsere Täler alle zeigen, dass Perioden geringerer Tätigkeit mit solchen lebhafter Tätigkeit des Flusses wechseln. Die Ursache dafür kann in einem Klimawechsel, also z. B. in vermehrten Niederschlägen, oder in einer Hebung des Oberlaufes oder einer Senkung der Erosionsbasis, d. h. des Meeresspiegels liegen. Vermehrte Wassermenge oder grösseres Gefäll aber beleben die Erosion aufs neue. Hierbei sind verschiedene Fälle möglich:

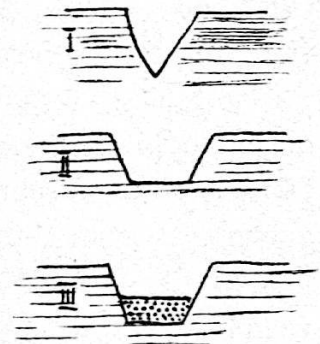


Fig. 13.



Fig. 14.

Der Fluss kann sich einmal da einschneiden, wo er sich früher verbreitert hat, auf II folgt wieder I; oder er schneidet da ein, wo er früher aufgeschüttet hat, auf III folgt I. In beiden Fällen zeigt sich die Erscheinung, dass das neue Tal, welches sich in das alte einsenkt, nicht auf allen Punkten dessen volle Breite erreicht. Bald links, bald rechts, bald auf beiden Seiten bleiben Stücke des alten Talbodens stehen, das sind die Erosionsterrassen. Im ersten Falle sind es Felsterrassen, im zweiten Schuttterrassen. Dieser Wechsel von stärkerer und schwächerer Erosion kann sich mehrmals wiederholen, dann gibt es mehrere solcher Terrassen übereinander.

Im Längsprofil macht sich die Sache so:

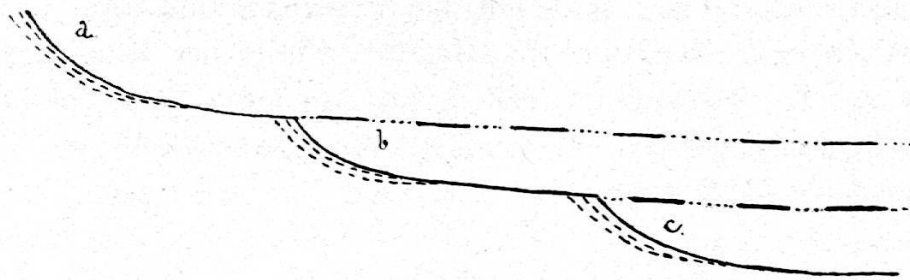


Fig. 15. Längsprofil.

Nachdem sich ein erstes Tal *a* ausgebildet hat, wird die Erosion neu belebt, und ein zweites Tal *b* schneidet sich in das erste ein. Ehe

es aber das erste eingeholt hat, bildet sich schon das dritte *c* aus. Wenn man durch ein solches Tal aufwärts wandert, so wird es plötzlich eng, man ist in einer steilen Erosionsschlucht; jäh steigt der Weg an, und brausend und tosend stürzt sich der Fluss herunter. Steigt man noch etwas höher, so ändert sich mit einem Schlage das Bild: man tritt wieder in ein breites, fruchtbares Tal, ruhig fließt der Fluss dahin durch ein Tal des II. oder III. Stadiums. Das ist ein noch zusammenhängender Rest des frühern Talbodens *b*, das ist eine Talstufe. Blicken wir von diesem Punkt aus talabwärts, so sehen wir bald links, bald rechts an den Gehängen breite, flache Partien, auf welchen Dörfchen, oder wenigstens Alphütten stehen; das sind die Erosionsterrassen, die von dem frühern Talboden noch übriggeblieben sind. Ihre Zusammengehörigkeit erkennt man leicht daran, dass sie talabwärts zusammen ein schwaches Gefälle von 5—10⁰/100 zeigen. Beispiele für diese Terrassen und Talstufen lassen sich sowohl im schweiz. Mittellande, wie im Gebirge leicht finden. Das ganze Tösstal zeigt z. B. von Bauma an abwärts mehrere solcher zusammenhängender Terrassensysteme, die auch dem Unkundigen sofort auffallen. Davon ist z. B. eine Terrasse sehr deutlich ausgesprochen, welche zirka 60 m über der jetzigen Talsohle liegt.

Wenn man ferner vom Zürichsee gegen die Zürichbergkette hinaufsteigt, so zeigen sich solche Terrassen in ausgezeichneter Weise von Erlenbach weg bis gegen Rapperswil, am Zimmerberg ebenso von Horgen bis Wädenswil. Talstufen sind namentlich in den Gebirgstälern die Regel: Die Erosionsschlucht der Schöllenen geht oben in den breiten Talboden des Urserentales über. Der Hinterrhein hat drei Talstufen: Domleschg — Schams — Rheinwald, getrennt durch die Schluchten der Viamala und Roffna. Auf die Taminaschlucht folgt höher oben das breite, friedliche Tal von Vättis. Geht man vom Thierfeld hinter Linthtal aufwärts, so folgt die grause Pantenschlucht, dann aber die breite Alp Vordersand; nach einem zweiten Steilabsturz folgt ebenso Obersand u. s. w.

Es gehört also zum Wesen eines Erosionstales, dass es Talstufen und Terrassen zeigt, welche ein regelmässiges, schwaches Gefäll talabwärts aufweisen.

Dazu gesellt sich indes eine neue Komplikation. Das Wasser wirkt, wie alle die äussern Agentien, welche die Erdoberfläche bearbeiten, abtragend: es würde für sich allein die sämtlichen Höhen nivelliren und in die Tiefen schütten. Aber die innern Kräfte, welche die Gebirge auftürmen, bleiben unterdessen nicht untätig. Es finden Hebungen und Senkungen statt — wohl verstanden alles langsam, nicht auf

einmal —, welche die alten Erosionsterrassen gegeneinander verstellen können. Eines der interessantesten Beispiele bietet das Zürichseetal, resp. Linthtal. Von der Quelle an lassen sich einige Systeme von Erosionsterrassen zusammenhängend verfolgen bis nach Wädensweil am linken und Stäfa am rechten Ufer. Auf dieser langen Strecke durch den ganzen Alpenkörper hindurch bis ins Vorland hinaus zeigen diese Terrassensysteme immer ein Gefäll von 5—7⁰/₀₀. Das ändert sich plötzlich bei Wädensweil resp. Stäfa, indem die Terrassen von hier an auf eine Länge von 4—5 km talabwärts steigen, sie sind also rückläufig. Und zwar steigen sie mit 15—22⁰/₀₀ an! Der absolute



Fig. 16.

Betrag des Steigens beträgt 80—90 m; rechnet man dazu, dass das untere Ende dieses Teilstückes tiefer liegen sollte, so ergibt sich eine totale Dislokation (vertikale Verschiebung) von 120—160 m. Von der Halbinsel Au an, resp. von der Kirche Männedorf an fallen die Terrassen wieder vollkommen regelmässig talabwärts bis in die Nähe der Jurakette, der Lägern, wo sich noch ein zweites kurzes, schwach rückläufiges Stück findet.

Was folgt aus diesen Verstellungen der Terrassen? Nachdem die Linth (gemeinsam mit der Sihl) das Tal des jetzigen Zürichsees bis zu seiner ganzen Tiefe ausgespült und dadurch die Terrassirung der Gehänge erzeugt hatte, erfolgte nach einer Linie schief über das Tal ein Einsinken des ganzen Alpenkörpers, als einer steifen, mechanischen Einheit. Daher zeigen die Terrassen im alpinen Teil noch das normale Gefäll und ebenso im untern Teil. Das Mittelstück aber wurde durch diese Bewegung gebogen und rückläufig gemacht. Was für Folgen hatte dies aber für das Zürichseetal? Dadurch, dass der obere Teil des Tales einsank, wurde auch der Talboden rückläufig; er füllte sich mit Wasser, und so entstand der See. Für den untern Teil des Sees allerdings war etwas anderes massgebend, nämlich eine Hebung der Jurakette (Lägern). Am untern Ende des Tales finden wir also Hebung, am obern Senkung, dadurch wurde das Tal zum See. Es ist einleuchtend, dass eine solche Bewegung nicht auf den Zürichsee beschränkt blieb, sondern sich längs des ganzen Alpenrandes zeigte, und zwar im Norden wie im Süden. So finden wir denn auch auf beiden Seiten diese langgestreckten Seen, im Norden vom Genfer- bis zum Bodensee, im Süden vom Langen- bis zum Gardasee. Beim Bodensee

sind diese rückläufigen Terrassen auch gefunden worden; bei andern werden sie sich wohl noch finden lassen. — Aber dieser erste Zürichsee bot noch ein ganz anderes Bild als heute: Einmal reichte er talabwärts bis etwa in die Gegend von Geroldswil; sodann erstreckte er sich hinauf durch das ganze Gaster und bis in die Gegend von Glarus. Bei Wesen verband er sich mit dem Walensee, und dieser reichte hinüber ins st. gallische Rheintal, durch das sich der Bodensee bis nach Chur, ja vielleicht bis Reichenau hinzog. Dass diese Seen heute kleiner sind, ist nur eine Folge der Auffüllung mit Gletscherschutt und Flussgeschiebe. Es gibt unter diesen alpinen Seen auch solche, die schon ganz ausgefüllt worden sind, bei denen sich also der Prozess schon vollzogen hat, der unsern Seen noch bevorsteht. Ein solcher erloschener See befindet sich im Tal der *Dora Baltea*, bei der Stadt Ivrea.

Es zeigt sich also, dass die Seebildung nur eine vorübergehende Phase, ein Stillstand der Talbildung ist, dass gerade die grossen Gebirgseen, die sogenannten *Randseen* eines Gebirges, nichts sind als ertrunkene Täler, die früher oder später der Ausfüllung anheimfallen.

Langsam und fast unmerklich vollzieht sich der Prozess der Talbildung, wie auch der Seebildung und Seeauffüllung; aber wenn man aufmerksam darauf achtet, ist sogar ein Menschenleben lang genug, um merkliche Veränderungen konstatiren zu können. Man probire es einmal, bei irgend einem Bach von einiger Bedeutung Jahr für Jahr die Erdschlipfe zu notiren, die bei Hochwasser in den Bach gehen, und vielleicht deren Volumen annähernd zu berechnen. Man wird bald staunen über die Menge des Materials, das derselbe fortführt. Oder man messe das Zurückweichen kleinerer Wasserfälle u. dergl., oder die Verlängerung einer Erosionsschlucht nach oben u. s. w. Manchmal gibt es Gelegenheit, solche Messungen in grösserem Masstabe auszuführen: Vor der Reusskorrektion von 1855 wurde der Seeboden des Urnersees vermessen; 1882 wurde die Vermessung wiederholt. Aus der Differenz der beiden Vermessungen lässt sich das Volumen der Geschiebe berechnen, welche die Reuss in 27 Jahren in den See führte. Es ergaben sich mehr als 4,000,000 m^3 , oder 150,000 m^3 pro Jahr. Das macht pro Tag 410 m^3 , oder stündlich 17 m^3 . In der Stunde führt also die Reuss 17 Bennenwagen voll Kies in den Urnersee, fürwahr mehr als der grösste Kiesfuhrmann landauf — landab. In diesen Zahlen ist aber bloss das grobe Geschiebe gerechnet; der feine Schlamm, der erst weit draussen im See zur Ruhe kommt, entzieht sich der Berechnung. Andere Flüsse der Schweiz verhalten sich ähnlich. Die *Linth* z. B. bringt bei ungefähr gleichem Sammelgebiet jährlich 50—60,000 m^3 in den

Walensee. Sie bringt weniger als die Reuss, weil im Kanton Glarus die meisten Wildbäche, das sind die grossen Geschiebelieferanten, seit vielen Jahren rationell verbaut sind.

* * *

Wenn wir zum Schlusse die chemische und mechanische Tätigkeit des Wassers überblicken, so zeigt sich, dass es immerfort die Höhen erniedrigt, die Tiefen erhöht. Zeitweise kann dabei ein Stillstand eintreten, aber niemals eine Umkehr; es arbeitet nivellierend. Wohin gelangt das Material, das unsere Flüsse transportiren? Wir finden es in den Tiefländern des Rheins, der Rhone, des Po, der Donau, wo es alte Meeresbecken aufgefüllt hat und jetzt noch weiter auffüllt. Wenn man das Volumen dieser Alluvionen berechnet und sie in die Alpen zurückversetzt denkt, so würden sie nicht bloss genügen, um die sämtlichen Alpenthäler wieder vollständig auszufüllen, man könnte das ganze Alpengebiet dazu noch um einige hundert Meter erhöhen.

Hat auch das Wasser sein Endziel, alle Niveaudifferenzen auszugleichen, noch lange nicht erreicht, so hat es doch schon ein gutes Stück Arbeit getan: Die Alpen in ihrer stolzen Pracht sind nur eine Ruine von dem Gebäude, das sie ohne die Tätigkeit des Wassers wären.

Über Gletscher und Eiszeiten.

I.

Nachdem wir die hauptsächliche Fähigkeit des Wassers in flüssiger Form kennen gelernt haben, wollen wir ein Bild zu entwerfen suchen von den Wirkungen des Wassers in fester Form, also des Eises. Die grossartigsten Veränderungen hat dieses Agens im letzten Abschnitt der Erdgeschichte, in der sog. Diluvialzeit oder Gletscherzeit, Eiszeit, hervorgebracht. Um aber die Wirkungen der riesigen Gletscher der Vergangenheit zu verstehen, wird es zweckmässig sein, zuerst einen Blick auf die Tätigkeit der heutigen Gletscher zu werfen.

Wenn wir einen unserer alpinen Gletscher besuchen und nicht bloss als Bergfexe über denselben wegsteigen, so ist es ein Leichtes, sich über die Veränderungen zu orientiren, die der Gletscher durch seine Tätigkeit erzeugt. Gegenwärtig haben fast alle alpinen Gletscher einen kleinern Stand als vor 10, 20 und 30 Jahren. Sie sind um mehrere hundert Meter, ja sogar um mehr als einen km. in diesem Zeitraum zurückgewichen

und haben „aperen“ Boden zurückgelassen. Auf diesem freigewordenen Grunde wird man eine ganze Anzahl rundlicher Felsbuckel von konvexer Form sehen, deren Oberfläche manchmal spiegelglatt geschliffen, meistens aber mit zahllosen Kritzen und Schrammen bedeckt ist. Diese Schrammen laufen scharenweise parallel und alle mehr oder weniger in der Richtung des Tales, also in der Richtung der Gletscherbewegung. Diese Buckel sind die sogenannten „Rundhöcker“, sie sind durch Gletscherschliff erzeugt. — Kriechen wir unter den Gletscher, was man im Sommer mit einiger Schwierigkeit und Gefahr ausführen kann, so finden wir auch da an geeigneten Stellen die gleichen Schliffe. Aber nicht bloss vor und unter dem Gletscher zeigen sich diese Rundhöcker, sondern sie finden sich auch seitlich, über dem heutigen Gletscherniveau an beiden Talgehängen. Da sieht man geglättete Felsen oft 50—100 m. über dem heutigen Stande des Gletschers. Steigt man noch höher hinauf, so stösst man ganz unvermittelt plötzlich auf scharfe, schneidende Formen mit wildzerrissenen Gräten. (Diese Erscheinung tritt auf dem Gletscherrelief von Prof. Heim ganz deutlich hervor. Dasselbe ist überhaupt eine vortreffliche, naturgetreue Zusammenstellung aller Erscheinungen, die man sonst nur an verschiedenen Gletschern getrennt beobachten kann.)

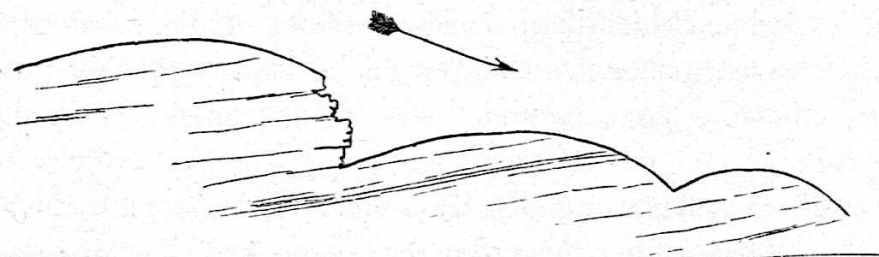


Fig. 17. Rundhöcker.

Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Schliffflächen vom Gletscher und nicht vom fließenden Wasser erzeugt worden sind; denn dieses arbeitet ganz anders. Man hat fast immer Gelegenheit, in unmittelbarer Nähe der Eiswirkung die Wirkung des Wassers kennen zu lernen, nämlich am Gletscherbach. — Während die Rundhöcker konvex sind, manchmal nur auf der Stossseite gerundet (Fig. 17), erzeugt der Gletscherbach, wo er sich einschneidet, lauter konkave Formen: Erosionskessel (siehe Fig. 7). Während die Gletscherschliffe geschrammt, oft spiegelglatt polirt sind, finden wir in den Erosionskesseln immer eine glatte, im trockenen Zustande stets matte Oberfläche. Die Entstehung der Rundhöcker und übrigen Schliffflächen auf dem anstehenden Fels, erklärt sich leicht durch Beobachtungen am Gletscher. Wir finden nämlich am Grunde desselben, ins Eis eingeschlossen, eine

Menge grosser und kleiner Felstrümmer, welche vom Eis so gefasst sind, wie das Eisen vom Hobel. Indem sich der Gletscher talabwärts bewegt, (die Ursache und Art dieser Bewegung darf ich als bekannt voraussetzen) schleift er diese Trümmer auf der Unterlage und dadurch werden beide, der schleifende und der geschliffene Stein, abgerieben und geschrammt.

Dies führt uns zu den Ablagerungen der Gletscher. Durch das erwähnte Abschleifen der Felstrümmer, welche in und unter das Eis gekommen sind, entsteht eine Menge von feinem Schlamm, der je nach der Gesteinsart bald vorwiegend sandig, bald kalkig, bald tonig ist. Dieses Material bildet sich unregelmässig verteilt an der ganzen Unterfläche des Gletschers, und kann bei Wanderungen unter dem Gletscher oder an Stellen, welche derselbe erst vor kurzem verlassen hat, leicht studirt werden. Dies ist die Grundmoräne. Sie wird durch die Bewegung des Gletschers zum Teil weiter geführt, bleibt da und dort im Stossschatten in Vertiefungen liegen oder wird zuletzt am Ende des Gletschers ausgestossen. Wegen dieser Entstehung erlangt die Grundmoräne folgende charakteristischen Eigenschaften: Sie enthält in ganz feinem Schlamm eingebackene Geschiebe von Faustgrösse bis zu $\frac{1}{2}$ oder 1 m³. Dagegen wird man äusserst selten oder nie Blöcke von einigen oder gar von einigen hundert m.³ darin finden. Die Grundmoräne zeigt keine Schichtung, sondern feines und grobes Material ist bunt durcheinander gemengt. Die Geschiebe sind zum Teil geschrammt oder polirt, entweder ganz gerundet oder doch wenigstens an den Ecken abgestumpft.

Eine weitere Ablagerung des Gletschers sind die Obermoränen, unter welcher Bezeichnung man die Seiten- und Endmoränen zusammenfasst. Beide treten durch ihre orographische Form deutlich hervor. Die Seitenmoränen ziehen sich als langgestreckte Wälle auf beiden Seiten eines Gletschers hin. Oft sieht man am Gehänge deren mehrere übereinander. Dies rührt davon her, dass zu verschiedenen Zeiten der Gletscher ein verschiedenes Niveau erreichte. — Die Endmoränen bilden am Ende des Gletschers einen bogenförmigen Wall quer durch das Tal, der gewöhnlich an einer, manchmal auch an 2—3 Stellen vom Gletscherbach durchbrochen wird. Eine Endmoräne entsteht da, wo das Gletscherende längere Zeit stationär bleibt. Wenn mehrere konzentrische Bogen quer durch das Tal gehen, so beweist dies wieder verschiedene Ausdehnung des Gletschers zu verschiedener Zeit.

Die Entstehung dieser Längswälle und Querwälle ist leicht zu begreifen. Auf der ganzen Länge des Gletschers stürzt von beiden Gehängen herunter eine Masse von Schutt, der durch die Verwitterung, vor

allem durch den nimmerruhenden Frost gelöst wird. Fällt solcher Schutt auf festen Boden, so bleibt er liegen und bildet einen Schuttkegel. Fällt er aber aufs Eis, so wird der Schutthaufen durch die Bewegung des Eises zu einem Walle ausgezogen. Die Trümmer werden auf dem Eis wie auf einem Schlitten transportirt. Wo der Eisstrom sein Ende erreicht, da bleibt dann schliesslich alles liegen und häuft sich zur Endmoräne an. Diese Entstehung erklärt die Zusammensetzung der Obermoränen: Auf dem Eis bewegt sich ein Sandkorn nicht schneller vorwärts als ein riesiger Felsblock; wir treffen daher in diesen Moränenwällen das feinste Material neben dem grössten. Es zeigt sich keine Sonderung nach dem Korn, also keine Schichtung. — In und auf den Obermoränen treffen wir dann jene riesigen Blöcke an, die nicht bloss $\frac{1}{2}$ —1 m.³, sondern Dutzende, ja Hunderte von m.³ messen. Weil das Material auf dem Eise transportirt wurde, ist es vorwiegend eckig und ungeschrammt. Dagegen stösst nun der Gletscher unterwegs seitlich und namentlich am Ende auch Grundmoränenmaterial aus, so dass sich in den Obermoränen eckige, ungeschrammte Geschiebe mit gerundeten, geschrammten mengen. Von sehr grosser Bedeutung ist auch der petrographische Charakter, d. h. die Zusammensetzung dieser Moränen nach den Gesteinsarten. Wenn wir die Geschiebe eines Flusses in dieser Beziehung untersuchen, so finden wir die ganze Musterkarte aller Gesteine, die im Sammelgebiete vorkommen, alle bunt durcheinander gemischt. — Anders beim Gletscher! Wenn da eine Gesteinsart am linken Talgehänge ansteht, so werden wir dieselbe auch nur in der linken Seitenmoräne finden. Der Gletscher sondert also (in den Wallmoränen) das Trümmaterial nach der Herkunft. Wenn sich die verschiedenen Gesteine durch verschiedene Farben unterscheiden, so tritt dies oft schon auf weite Entfernung deutlich hervor.

Damit sind die direkten Ablagerungen des Gletschers erschöpft; seine Tätigkeit hört an seinem Ende auf. Aber im engsten Zusammenhange mit ihm stehen Bildungen, die teils durch den Gletscher, teils durch das fliessende Wasser erzeugt worden sind. Man hat diese sehr treffend fluvioglaziale Bildungen oder Glazialschotter genannt. Unter Schottern im allgemeinen versteht man sonst geschichtete Kies- und Sandablagerungen, wie sie von Flüssen gebildet werden. Die Glazialschotter entstehen in folgender Weise: Das Schmelzwasser des Gletschers führt nicht bloss den feinen Schlamm der Grundmoräne fort, der den Gletscherbach fortwährend milchig trüb färbt (Gletschermilch), sondern es transportirt auch grössere Geschiebe, je nach seiner Stärke. Da treten dann an den Geschieben sofort die Veränderungen ein, die für Fluss-

gerölle charakteristisch sind: Die Schrammen werden durch das Zusammenschlagen der Gerölle rasch zerstört; die Politur verschwindet, die Oberfläche wird matt, gekörnelt, oder bei zähen, homogenen Gesteinen bilden sich die kreisförmigen Schlagfiguren (Fig. 4).

Da die Gletscherbäche sehr stark mit Geschieben beladen sind, so lagern sie einen Teil derselben schon in nächster Nähe ab, sobald das Gefälle um ein Geringes kleiner wird. Daher findet man in der Regel unterhalb der Endmoräne einen breiten, flachen Talboden, der aus solchen Glazialschottern aufgebaut ist: den Gletscherboden. Die Gletscherbäche füllen also das Talstück unmittelbar vor der Moräne mit Schottern auf.

II.

Sobald man anfing, die Gletscher und namentlich ihre Bewegungen zu studiren und richtig zu erkennen, sah man bald ein, dass in der Schweiz in vorhistorischer Zeit die Gletscher eine ungleich grössere Ausdehnung hatten, dass dieselben einst das ganze schweizerische Mittelland bis an den Jura bedeckten. Der erste, der diese Idee aussprach, war der helvetische Minister Bernhard Friedrich Kuhn (1787); zur allgemeinen Anerkennung kam dieselbe durch die Jahrzehnte langen Bemühungen des Ingenieurs Ign. Venetz in Sitten (1816) und seines Freundes J. de Charpentier (1834). Arnold Escher v. d. Linth wies schon ganz detaillirt (1841) die Endmoränen des alten Linth-, Reuss- und Aaregletschers nach.

Nachdem man so weit gekommen war, erkannte man bald, dass die Gletscher nicht bloss einmal unser Land bedeckten, sondern wiederholt. Schon Arnold Escher v. d. Linth zeigte, dass die Schieferkohlen von Dürnten, Wetzikon, Uznach u. s. w. sich zwischen zwei Moränen befinden, dass also zwischen zwei Eiszeiten hier eine Interglazialzeit war, während welcher sich Pflanzen ansiedelten, die das Material für die Kohlen lieferten.

In neuester Zeit haben Penck und Du Pasquier eine dreifache Eisbedeckung des Alpenvorlandes nachgewiesen.

Wir haben also nachstehende Reihenfolge uns zu merken:

Auf die warme Tertiärzeit mit tropischen und subtropischen Gewächsen folgten: die I. Vergletscherung, darauf eine I. Interglazialzeit, dann eine II. Vergletscherung, eine II. Interglazialzeit, eine III. Vergletscherung und endlich die Postglazialzeit, in der wir leben.

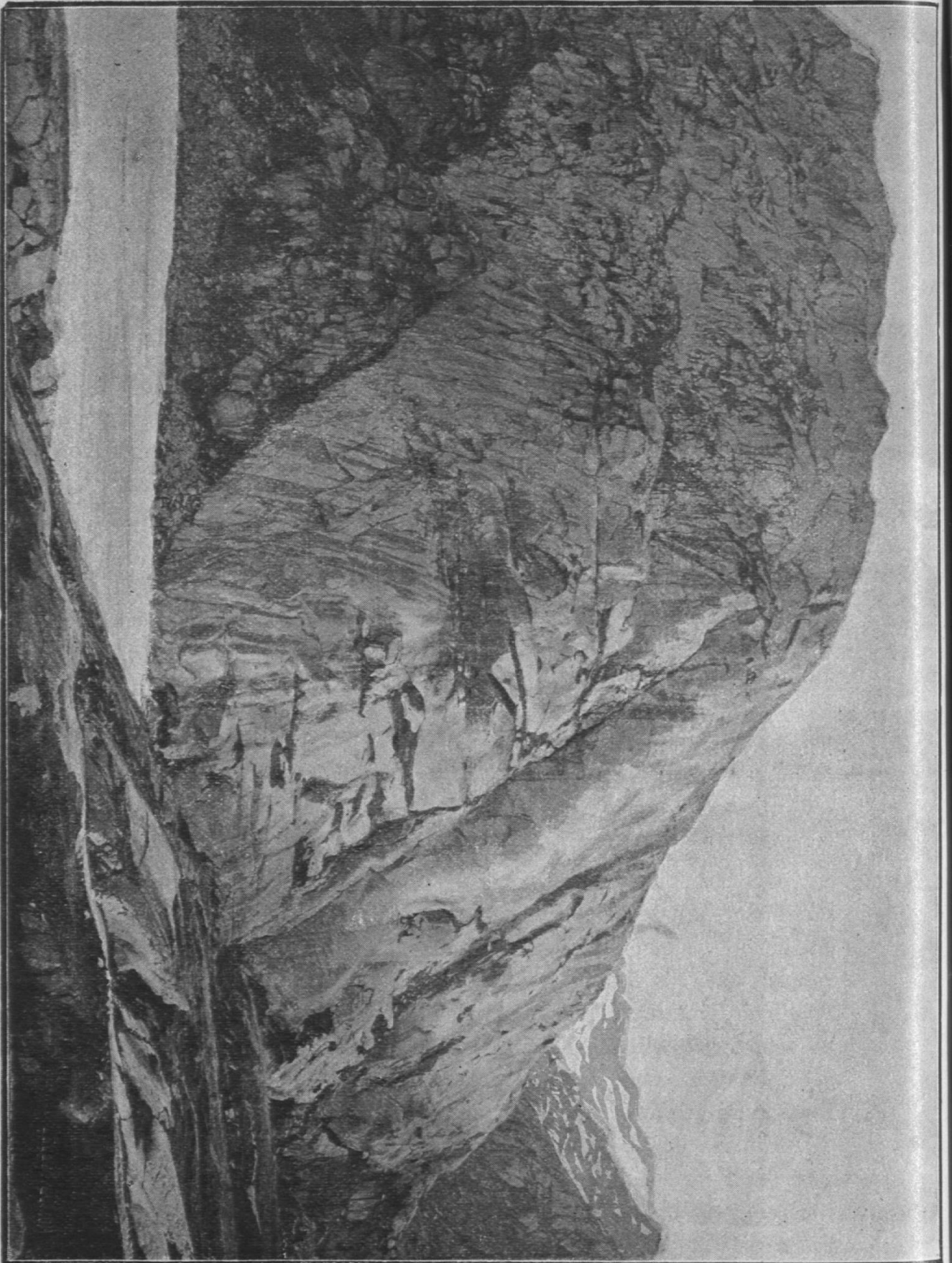
Im Nachfolgenden gehe ich rückwärts von der III. zur I. Eiszeit, weil die Reste der letzten Vergletscherung weitaus am vollständigsten

vorhanden sind, und daher den ursprünglichen Zusammenhang noch deutlich zeigen. — Als die Gletscher der III. Eiszeit ihren grössten Stand erreicht hatten, da bot die Schweiz ungefähr einen Anblick wie heute Grönland. Fast das ganze Land lag unter einer zusammenhängenden Eisdecke, aus welcher nur die hohen Gipfel der Alpen emporragten. Einzig die nordwestliche Ecke der Schweiz war noch eisfrei. Damals reichte der Rheingletscher bis nach Schaffhausen, erfüllte also das ganze Bodenseebecken; der Linthgletscher ging bis nach Killwangen (5 km. oberhalb Baden), ein Arm desselben bedeckte das ganze breite Glatttal bis nach Stadel hinunter. Der Reussgletscher erfüllte den Vierwaldstätter- und Zugersee, so dass der Rigi als eine Insel daraus emporragte, und erstreckte sich bis nach Mellingen. Der Aaregletscher reichte bis nach Wangen a. d. Aare und der Rhonegletscher endlich teilte sich in zwei Hauptarme, von denen der eine bis nach Genf ging, während der andere die niedrige Wasserscheide nördlich vom See überstieg und das Flachland bis an den Jura bedeckte. Bei Bern vereinigte er sich mit dem Aaregletscher.

Welche Beweise gibt es nun für eine solch riesige Vergletscherung unseres Landes? Dafür sprechen viererlei Tatsachen: 1. alte Gletscherschliffe, 2. erratische Blöcke, 3. alte Moränen, 4. Glazialschotter. — Ich will nachstehend die Beweise für die einstige Ausdehnung des Linthgletschers zusammenstellen, weil dieser uns am nächsten angeht.

Von alten Gletscherschliffen bekommt man gelegentlich Kunde bei Haus- oder Eisenbahnbauten. Diejenigen Schliffe, die ursprünglich an der Oberfläche waren, sind längst durch die Verwitterung zerstört. Nur solche sind noch erhalten, die unter einer schützenden Decke, meistens von Grundmoräne, lagen. — So steht das Gebäude der eidgenössischen landwirtschaftlichen Schule in Zürich auf einem Gletscherschliff auf Molassefels. Beim Bau der rechtsufrigen Zürichseebahn fand ich einen schönen Schliff auf Sandstein bei Erlenbach, Prof. Heim einen andern auf Nagelfluh bei Ürikon. Bei Freienbach ist ein deutlicher Schliff auf mariner Molasse an der Kreuzung von Strasse und Eisenbahn zu sehen. Prachtvoll sind auch die grossen Schliffflächen auf Jurakalk in Solothurn. An der Grimselstrasse sieht man bis hoch hinauf die Felswände geglättet und gerundet (Fig. 18).

Ein zweiter Beweis für die einstige grosse Ausdehnung der Gletscher sind die Fündlinge oder erratischen Blöcke. Das sind Blöcke von einigen bis zu Hunderten, ja Tausenden von m.³ (der bekannte Pflugstein bei Erlenbach ist ein Melaphyrblock von ca. 2500 m.³), welche total verschieden sind von dem anstehenden Gestein einer Gegend.



Phot. Dr. Leo Wehrli, Geolog.

Fig. 17. Rundhöcker auf der Grimsel,
auf stehendem Gneis.

Phototypie Art. Institut Orell Füssli, Zürich.

So findet sich der Melaphyr des Pflugsteins anstehend am Gandstock im Kärpfgebiet. Oder die „roten Ackersteine“ (Sernifit), die bei uns massenhaft erratisch vorkommen, stammen aus dem Sernftal und Murgtal. — Die erratischen Blöcke zeigen auch die Eigentümlichkeit, dass sie strichweise vorkommen. So findet man die Hauptmasse der Sernifite am rechten Zürichseeufer und im Glatttal; sie finden sich ja auch am rechten Ufer der Linth, und zwar hinten im Sernftal. Sie mussten also die rechte Seitenmoräne des Linthgletschers bilden.

Drittens haben wir die alten Moränen. Grundmoräne findet sich an sehr vielen Orten gelegentlich. Für uns sind aber viel interessanter die Obermoränen, weil sie in ihrem Verlauf noch deutlich die alte Umgrenzung des Gletschers angeben. In dieser Beziehung stehen wir nun in Zürich auf einem klassischen Boden. Gerade in der Stadt haben wir eine Endmoräne des Linthgletschers der III. Eiszeit. Die hohe Promenade, der Geissberg, die Obere Zäune, der Lindenhof, die Katz, das Bürgli, der Stock, der Muggenbühl u. s. w., alles dies sind Bruchstücke des Moränenbogens, der hier quer durch den See abgelagert wurde und dadurch dessen unteres Ende fixierte. Stellenweise, wie in Enge, ist dieser Wall doppelt und dazwischen liegt ein kleines Moränentälchen. Die Fortsetzung dieser Endmoräne von Zürich bilden weithin zusammenhängende Seitenmoränen an beiden Ufern des Zürichsees. Am linken Ufer ziehen sie sich über Wollishofen und Kilchberg nach dem Nidelbad hinauf, welches auf dieser Moräne steht. Bei Thalweil liegt die Moräne schon hinter der grossen Terrasse, auf welcher Dorf und Kirche stehen. Von da an bildet sie den Kamm der sogenannten Zimmerbergkette, also die langgestreckte, bewaldete Horgeregge. Gerade hier findet man auf der Höhe eng zusammengedrängt mehrere schmale, noch sehr gut erhaltene Moränenwälle. Weiter aufwärts gehen diese Wälle auf der breiten Hochfläche fächerförmig auseinander. Gegen Schindellegi hin rücken sie einander wieder näher, weil der Hohe Ronen sich da der Ausbreitung entgegen stellt. Auf der andern Seite des Sees haben wir genau das Entsprechende. Von der Hohen Promenade an können wir den „Zürcher Zug“, wie Alex. Wettstein ihn genannt hat, so zu sagen ununterbrochen verfolgen über die Kirche Neumünster, die Anstalt für Epileptische auf der Rüti, bei Zollikon vorbei, über die Allmend Küsnacht, den Lerchenberg, Wetzwil und Toggwil. Hier, am Ostende des Pfannenstiels hört diese Wallmoräne auf. Die Länge des linksseitigen Moränenwalles beträgt 24,3 km.; die Höhendifferenz der beiden Endpunkte $830 - 430 = 400$ m., was einem Gefäll von $16,5 \text{ ‰}$ gleichkommt. — Die rechte Seitenmoräne hat eine Länge von 16,8 km.

bei einer Höhendifferenz von $710 - 430 = 280$ m.; das macht ein Gefäll von $16,7 \text{ ‰}$. Beide Moränenzüge zeigen also übereinstimmend das gleiche Gefäll talabwärts, ein Gefäll, welches demjenigen der alten Gletscheroberfläche entspricht. Dasselbe ist auf der ganzen Länge ein durchaus gleichmässiges und stetiges; es finden sich keine nachträglichen Knickungen u. s. w. Die Mächtigkeit dieser Wallmoränen ist natürlich eine sehr verschiedene, aber fast überall beträchtlich. Bei den Abgrabungen an der Rämistrasse in Zürich konnte man sehen, dass der Berg auf die ganze Höhe der jetzigen Häuser (also 15—20 m.) aus nichts als Moräne besteht. Aber die Dicke dieser Glazialbildung beträgt bei Horgen 100—150 m., bei Hütten und Schindellegi 100—120 m. Denken wir uns nun das Tal zwischen den beiden Seitenmoränen bis auf die Höhe der letztern mit Eis gefüllt, so bekommen wir ein Bild von der Grösse des Linthgletschers der III. Eiszeit. Derselbe hatte von Linthtal bis nach Zürich eine Länge von 82 km. Die Eismasse hatte bei Zollikon schon eine Höhe von 80 m., bei Herrliberg von 180 m., bei Wädensweil von 250—300 m. über dem Seespiegel.

Die Struktur dieser Moränen entspricht dem, was ich in der Einleitung über die Obermoränen gesagt habe. Am einen Ort ist vorwiegend feiner, toniger Sand, gemischt mit grössern, eckigen Blöcken. An andern Stellen herrscht Kies weitaus vor; aber eckiger Kies, dem man sofort den Gletschertransport ansieht. Von Wollishofen an bis hinauf nach Schindellegi gibt es wahrscheinlich keine einzige Kiesgrube, die nicht in Moräne angelegt wäre. Solche Gruben sind dem kartirenden Geologen sehr willkommen, da sie ihm Aufschluss über die Art des Bodens geben. — Auch die Zusammensetzung der beiden Seitenmoränen mit Bezug auf die Gesteinsart ist eine ganz gesetzmässige. Auf der rechten Talseite finden wir vorwiegend den „roten Ackerstein“ oder Sernifit, der aus dem Sernftal stammt, also vom rechten Ufer des Gletschers. Daneben kommen zahllose Blöcke von Speernagelfluh vor. — Auf der linken Talseite findet sich dagegen der Sernifit sehr spärlich; denn er tritt am Glärnisch nur in einem schmalen Bande auf. Dagegen herrschen die grauen Kalksteine der Kreidezeit und die inwendig dunkelblaugrauen alpinen Jurakalke vor (Hochgebirgskalk). Diese Gesteine finden sich denn auch auf der linken Seite der Linth in grösster Ausdehnung.

So gut wie die Moränen- und Gletscherschliffe sind auch die Glazialschotter dieser Zeit vorhanden. Gehen wir von den Zürchermoränen talabwärts, so betreten wir die breite Ebene des Limmattales. Die zahlreichen Kiesgruben der Nordostbahn zeigen, dass diese Ebene

durchaus aus horizontal geschichtetem Kiese besteht. Allerdings hat namentlich auf der linken Seite die Sihl einen Teil dieses Kiesel gebracht. Wir finden aber im Limmattal auch alpine Gesteine, die unmöglich von der Sihl stammen können; diese beweisen, dass wenigstens ein Teil des Limmattalkiesel von den Zürchermoränen abgespült ist. Die ganze Ebene des Limmattales ist also nichts anderes als ein alter „Gletscherboden“, über welchen der Gletscherbach (bei einem solchen riesigen Gletscher natürlich ein ordentlicher Fluss) in viele Arme zersplittert dahinfloss und seine Geschiebe ablagerte. Verfolgen wir die Limmat talabwärts, so stossen wir beim Kloster Fahr auf eine Unregelmässigkeit in dieser Ebene. Ein breiter, flacher Wall geht hier quer durch das Tal. Es ist eine zweite Endmoräne, deren Fortsetzung sich links bis über Altstätten, rechts über Engstringen und Höngg verfolgen lässt. Allerdings sind alle diese Moränen schwach im Vergleich zum Zürcherzuge. Dagegen sind die Glazialschotter im Anschluss an diese Moräne schöner zu sehen, weil sie von der Limmat später zum Teil erodiert worden sind. So besteht z. B. die sehr ausgeprägte Terrasse SW. von Weiningen bis gegen das Kloster Fahr hin durchaus aus Glazialschottern. Sie bildet eine breite, fast vollkommene Ebene und hört gegen die Limmat hin mit einem steilen Absturz auf. Dieser letztere ist natürlich durch Einschneiden der Limmat entstanden. Noch jetzt gehen die Krümmungen der Limmat diesem Steilrande parallel.

Gehen wir weiter talabwärts, so haben wir wieder die regelmässige Kiesfläche des alten Gletscherbodens, bis bei Killwangen der dritte Querwall, abermals eine Moräne, sich durch das Tal zieht. Gerade bei der Station Killwangen sind einige Kiesgruben in typischer Moräne geöffnet. Es könnte nun den Anschein erwecken, als ob diese drei Moränenzüge von Zürich, Kloster Fahr und Killwangen gerade den drei Eiszeiten entsprechen würden. Dem ist aber ja nicht so: das sind nur drei Phasen, drei Akte aus dem grossen Schauspieler der III. Eiszeit. Die Moräne von Killwangen bezeichnet den grössten Stand des Linthgletschers der III. Eiszeit; hier blieb er sehr lange stehen. Dann zog er sich rasch bis nach Kloster Fahr zurück, wo er nur kürzere Zeit stationär war. Zum dritten Mal blieb er bei Zürich längere Zeit stehen.

Von den äussersten Moränen der III. Eiszeit aus hat sich ein ganz grossartiges System von Glazialschottern gebildet. Die Schmelzwasser führten den grössten Teil der Geschiebe des Gletschers fort und füllten damit die nächstfolgenden Talstücke auf. Diese Aufschüttung der Täler mit Kies ging in der Nordschweiz allgemein bis auf eine Höhe von 30 m. Dabei beschränkte sich diese Schotterauffüllung nicht auf

die nächstliegenden Talstücke, sondern setzte sich fort bis nach Basel. Die gleiche Erscheinung wie hier im Limmattal zeigt sich nämlich auch im Aare-, Reuss- und Rheingebiet. Als dann die Gletscher abschmolzen, waren diese Flüsse nicht mehr in solchem Masse mit Geschiebe beladen; sie erhielten also neue Stosskraft und fingen an, sich in diese Kiesauffüllungen einzuschneiden. Dabei liessen sie naturgemäss bald rechts, bald links Reste dieser Kiesmassen stehen. Diese begleiten die heutigen Flüsse der Nordschweiz ganz regelmässig in einer Höhe von ca. 30 m. über dem Flusse von den äussersten Moränenwällen an bis nach Basel. Diese grosse Terrasse nennt man die Niederterrasse, den Schotter der III. Eiszeit dementsprechend den Niederterrassenschotter. — Auf dieser Niederterrasse liegen z. B. das Dorf Wettingen, die Stadt Baden (die Bäder dagegen unten am Flusse), Windisch, Königsfelden, der Bahnhof Waldshut, die beiden Bahnhöfe von Basel etc.

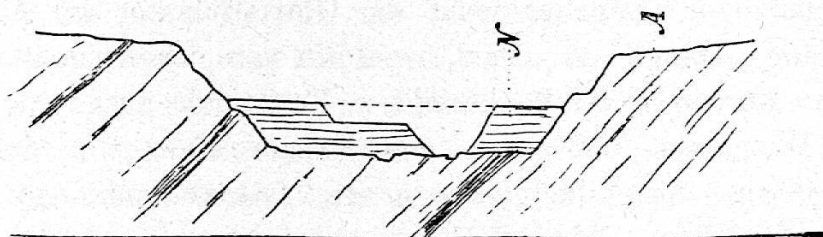


Fig. 19. Niederterrassen; Querprofil.

A = anstehender Fels, N = Niederterrassenschotter.

Die Talauffüllung mit Schottern und das nachherige Einschneiden der Flüsse in dieselben erklärt uns das merkwürdige Aussehen aller grossen Flusstäler der Nordschweiz: Ausserhalb der äussersten Moränen der III. Eiszeit fliessen alle Flüsse in schmalen, engen Tälern mit steilen Talgehängen. Steigt man aber etwa 30 m. hoch hinauf, so kommt man auf eine breite Kiesfläche, die Niederterrasse, hinter welcher erst in weiterer Entfernung die ursprüngliche Talwand aus anstehendem Gestein folgt.

Damit haben wir die Ausdehnung des Linthgletschers der III. Eiszeit im Zürichseetal kennen gelernt. Dies ist aber noch lange nicht sein Gesamtumriss. Als der Gletscher bei Wädenswil s. Z. 280 m. über dem See stand, also bis 690 m. hoch übers Meer reichte, rückte er über die nur 500 m. hohe Wasserscheide zwischen Bachtel und Pfannenstiel in einer Mächtigkeit von fast 200 m. ins Glatttal ein! Darum hört die rechte Seitenmoräne am Südostende des Pfannenstiels auf, oder vielmehr, sie biegt sich um denselben herum auf dessen Nordseite. Das Glatttal ist ganz erfüllt mit Glazialgebilden; da sind Wallmoränen, grosse Flächen mit Grundmoräne, glaziale Schotter, wie im Aatal u. s. w. Die

erratischen Gesteine sind natürlich diejenigen der rechten Seite des Linthgletschers, also Sernifite, Nagelfluh vom Speer, aber auch Bündnergesteine, welche ein Arm des Rheingletschers durch das Walenseetal brachte. Dieser Zweig des Rheingletschers musste naturgemäss die rechte Kante des Linthgletschers bilden und daher auch ins Glatttal hinüber dringen.

Das Nordende des Gletschers im Glatttal zeigt noch eine Erscheinung, die durch die orographische Form des Bodens bedingt ist, es teilt sich fächerförmig in mehrere Gletscherzungen. Dies ist namentlich deutlich der Fall beim grössten Gletscherstande. Als nämlich der Linthgletscher bei Killwangen endigte, drang der erste Zweig des Glatttalgletschers durch das Furttal südlich der Lägern bis nach Würenlos und hätte sich also beinahe noch mit seinem Stammgletscher vereinigt. Der zweite Arm reichte durch das Wehntal, nördlich von der Lägern, bis nach Niederwenigen. Der dritte, der Hauptarm endlich, wendete sich direkt nordwärts bis nach Stadel.

Als dann später der Linthgletscher bei Kloster Fahr stand, reichte er im Furttal noch bis nach Affoltern und verursachte durch seine Moränen die Bildung des Katzensees. Ins Wehntal hinein drang er schon nicht mehr, im Glatttal dagegen bis zur Linie Rümlang-Oberglatt-Kloten.

Als endlich der Gletscher bei Zürich sein Ende erreichte, waren sowohl das Furttal, wie das Wehntal eisfrei. Im Glatttal aber teilte sich damals der Gletscher an dem Höhenrücken von Ottikon und bildete eine Zunge bis nach Dübendorf, so dass seine Endmoräne den heutigen Greifensee aufstaute. Die andere Zunge ging gegen Fehraltorf und endete unterhalb des Pfäffikersees, der ebenfalls durch Moränen in einem alten Tallauf aufgestaut ist.