Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal

Autor(en): **Jäckli, Heinrich**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Geographica Helvetica : schweizerische Zeitschrift für Geographie = Swiss journal of geography = revue suisse de géographie = rivista svizzera di geografia**

Band (Jahr): **11 (1956)**

PDF erstellt am: **03.06.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-39616

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

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

http://www.e-periodica.ch

THE SUBURBAN ZONE OF ZUERICH

The present study is an investigation of the structure and the extent of the suburban zone of the town of Zuerich. For the treatment of this subject, the assumption is made that cultural landscape, as the most complex form of landscape, must not be interpreted from one point of view only, but on the basis of several and completely different principles (Hettner). In this case it is above all formal (morphological) characteristics which have been taken into account.

Part I of this study deals with that area which in the course of time has come under the influence of the spreading town. The investigated area is confined to two communes; the changes on them directly due to the urban development are determined. The most important of these are found to be the following: the settling of industries crowded out of the city; the sale of agricultural produce in the town and, in connection with this, an intensified production of milk and the specialization on vegetable crops; the loss of private and common land as a result of its being sold to interested parties from the town, both private and municipal; changes in the structure of the population due to the influx into the new residential areas of people working in town.

In part II, a cross-section, extending from the centre of the town into the rural surroundings, is being investigated on formal principles only. This investigation is founded on cartographical field-work. On the basis of the existing features, it is possible to distinguish various land use units (Nutzungseinheiten). A comparison of these units according to their kind and frequency together with a general description of their characteristics leads up to the formation of certain groups of identical or similar land use units. An attempt at a numerical comparison of these units confirms this valuation and grouping. Certain « rates of urban intensity » per square unit (« Städtische Intensitätswerte ») are attributed to the urban characteristics, mainly buildings, the insurance values of which form an accessible and serviceable basis for comparison. By adding this « rate of urban intensity » to the area of the land use units, the « medium rate of urban intensity » is ascertained. As a result of this grouping, there eventually emerge three categories: 1. Urban Zone with a continuous area of urban settlement and enclosed open spaces. 2. Suburban Zone with discontinuous areas of urban settlement and unenclosed open spaces. 3. Non-urban Zone with agricultural land and agricultural settlements.

The results of part II are being made use of in part III, where the extent of the whole suburban zone is ascertained. The essential criteria for its delimitation are the following: the suburban zone is immediately adjacent to the urban zone with the densely populated built-up areas and the small enclosed open spaces. Moreover, it contains all areas with the plots of urban buildings being no further apart than 350 m. Similarly, the urban green plots are taken into account. In order to establish the distribution of urban plots, open and built-up, aerial photographs are used instead of field-work maps. In this way, an area of approx. 100 sq. km. is arrived at for the whole urban agglomeration, including the urban and the suburban zones. In 1950, 495 000 people lived in this area, 370 000 of them in the urban zone with 36 sq. km., and 125 000 in the suburban zone with 64 sq. km.

TALGESCHICHTLICHE PROBLEME IM AARGAUISCHEN REUSSTAL

Mit 1 Karte und 3 Abbildungen

HEINRICH JÄCKLI

Talgeschichte im schweizerischen Mittelland kann von Quartärgeologie und Morphologie nicht getrennt werden. Am Beispiel des aargauischen Reußtales, zwischen subalpiner Molasse im Süden und Kettenjura im Norden, seien einige talgeschichtliche Probleme des schweizerischen Mittellandes, so wie sie sich heute, rund ein halbes Jahrhundert nach den grundlegenden Arbeiten von FRITZ MÜHLBERG, JAKOB HUG und ROMAN FREI darbieten, in genetischem Zusammenhang dargestellt.

I. ZEITLICHE ABFOLGE

1. *Pliozän*

Die Geschichte der Täler des schweizerischen Mittellandes beginnt im jüngsten Tertiär, im Pliozän, mit dem Ende der Molasse-Sedimentation. Die Senkungstendenz kam damals aus endogenen Gründen zum Stillstand und wurde durch eine Hebung

der Erdkruste abgelöst. Das jüngere Pliozän war dadurch eine Zeit weitgehender *Erosion* und ohne Zweifel wurden damals die obersten Molasseschichten, die dem Miozän und älteren Pliozän angehörten, bereits über große Flächen wieder abgetragen.

Über kaum einen anderen Zeitabschnitt der jüngeren Erdgeschichte sind wir bei uns so schlecht orientiert wie über das jüngste Tertiär, weil im Molasseland Ablagerungen dieses Alters fehlen und Oberflächenformen, die möglicherweise pliozän sind, noch nicht sicher datiert werden können.

2. *Altpleistozän*

Die frühgünzzeitliche, sog. *präglaziale*[1] *Oberfläche,* welche die Gletscher der Günzeiszeit bei ihrem Vorstoß aus den Alpen ins Mittelland vorfanden, kennen wir von einer größeren Zahl von Punkten im nordöstlichen Teil der Schweiz, nämlich von dort, wo der ältere Deckenschotter D_1 noch erhalten geblieben ist. Die Obergrenze der Molasse, wo diese von Günzmoränen und D_1 überlagert wird, stellt definitionsgemäß diese frühgünzzeitliche Oberfläche dar. Von ROMAN FREI besitzen wir eine auch heute noch kaum überholte Monographie über die Deckenschotter, worin er auf Tafel 4 die «präglaziale» Oberfläche mit Isohypsen darstellt. Der ganze Faltenjura und seine östlichen Ausläufer, der Kestenberg und die Lägern, ragten damals als langgezogene Bergrücken aus einer flachen, nach Norden entwässerten Molasse-Oberfläche heraus. Im Gebiet des heutigen Limmat- und Reußtales kennen wir am Heitersberg mehrere Punkte dieser Oberfläche, aufgeschlossen als Kontakt zwischen Molasse und darüberliedendem D_1: Zwischen Killwangen und Rohrdorf auf 580–600 m ü. M., östlich Oberrohrdorf auf 620 m. Die Fläche fällt nach NNE, d. h. gegen das Limmattal, ein.

6 km weiter nördlich liegt dieselbe Kontaktfläche am Siggenberg nördlich Baden etwa 550–570 m hoch; 15 km südöstlich, am Uetliberg, auf 800–850 m.

Die frühgünzzeitliche Fläche ist heute nirgends mehr als Oberflächenform, sondern nur als *Kontakt* mit günzzeitlichen Sedimenten erhalten. Wo letztere fehlen, kennen wir sie nicht.

Günzmoräne als ältestes Glazialsediment wurde auf der präglazialen Molasseoberfläche abgelagert und dokumentiert durch ihre Fazies die starke Klimaverschlechterung, die zur ersten Vereisung führen mußte. Am Uetliberg liegt sie unter D_1 und wurde von ALBERT HEIM ausführlich beschrieben. Wo aber Deckenschotter als Hangendes fehlt, läßt sich üblicherweise auch keine sichere Datierung hochgelegener Moränen durchführen. Im Thurgau gelang es allerdings E. GEIGER, auf Grund quantitativer Geschiebestudien Moränen der verschiedenen Eiszeiten innerhalb des Rheingletschergebietes auseinanderzuhalten, doch fehlen ähnliche Untersuchungen aus dem Reußtal.

Am Heitersberg lassen die heutigen guten Aufschlüsse zwischen D_1 und Molasse *keine* Moränenzwischenlage erkennen.

Während oder unmittelbar nach der Günzvergletscherung wurde der *ältere Dekkenschotter* D_1 als flache, glaziofluviatile Schotterebene abgelagert, dessen Mächtigkeit am Uetliberg heute noch rund 25 m, am Heitersberg rund 40 m, am Siggenberg ca. 50 m beträgt. Er stellt die älteste pleistozäne Flußaufschüttung dar, deren ursprüngliche Akkumulationsoberfläche am Irchel, am Schneisinger- und am Siggentalerberg noch einigermaßen erhalten ist, während die an der Schöfflisdorfer Egg und am Heitersberg durch spätere Erosions- und Aufschüttungsvorgänge verloren ging. Am Heitersberg ist es ein reiner Reußschotter mit viel Urner-Granit.

Seitliche Wasserscheiden sind aus dieser Zeit weder gegen das Linth–Limmattal noch gegen das Seetal zu erkennen.

[1] Das alteingesessene Wort «präglazial» ist in diesem Sinne zu weitfassend. Gemeint ist der Zeitpunkt beim Eintreffen der ersten Gletscher ins Mittelland.

Auf die Aufschotterungsphase des D_1 folgte eine *erste Erosionsphase,* die zeitlich in das *erste Interglazial* fallen dürfte. Sie betrug von der Obergrenze des D_1 aus rund 150 m und führte zu einem Talsystem, in welchem jedenfalls das Aare-, Reuß- und Limmattal bereits deutlich ausgeprägt waren. Albis–Heitersberg bildeten die Wasserscheide gegen das Linth–Limmattal, die Lindenbergkette von nun an ständig gegen das Seetal. Die Kontakte des jüngeren Deckenschotters D_2 mit der Molasse, die am Kreuzliberg südwestlich Baden, am Gebensdorfer Horn südlich Turgi oder am Bruggerberg ohne Moränenzwischenlage aufgeschlossen sind, stellen sichere Anteile jener einstigen Oberfläche dar. Wieder sind es nur einzelne Kontaktpunkte und -linien an geologisch glücklichen Aufschlüssen, die, morphologisch sinnvoll zusammengefügt, den einstigen Verlauf jener Landoberfläche rekonstruieren lassen.

Passen Verflachungen der Felsunterlage ungefähr in dieses durch Aufschlüsse stratigraphisch bestimmte Niveau, dann ist es möglich, wenn auch nicht bewiesen, daß erstere auch von gleichem Alter sind. Dazu gehört auf der rechten Talseite der Mutschellenpaß mit glazial allerdings überarbeiteter Hochfläche auf 550–560 m, links der Reuß nach S. Moser (1955) die Hügel bei Mägenwil mit Verflachungen bei 510–520 m.

Moränen der *Mindel*vergletscherung kennt man mit Sicherheit nur aus dem Rheingletschergebiet, nicht aber aus dem Linth- und Reußgebiet. Inwiefern außerhalb des Würmeises gelegene Moränen ausschließlich Rißmoränen sind, was allgemein angenommen wurde (F. Mühlberg, R. Frei u. a.) oder doch noch teilweise aus der Mindeleiszeit stammen, entzieht sich unserer Kenntnis. Es ist aber aus Analogie zum Rheingebiet doch anzunehmen, daß anschließend an die interglaziale 1. Erosionsphase ein Gletschervorstoß auch im Reußtal bis ins Mittelland erfolgte.

Fast gleichzeitig oder unmittelbar im Anschluß an diesen Gletschervorstoß folgte die *2. Aufschotterung,* jene des *jüngeren Deckenschotters* D_2. Der D_2 liegt direkt auf Molasse, beispielsweise am Brugger Berg oder am Gebensdorfer Horn, und schützt dabei die Mindeloberfläche vor weiterer Veränderung. Seine Mächtigkeit beträgt rund 50–70 m. Seine Oberfläche ist auch heute noch relativ gut als fluviatile Akkumulationsterrasse zu erkennen, dank seiner Wasserdurchlässigkeit, die die Bildung von erodierenden Oberflächengewässern praktisch verunmöglichte.

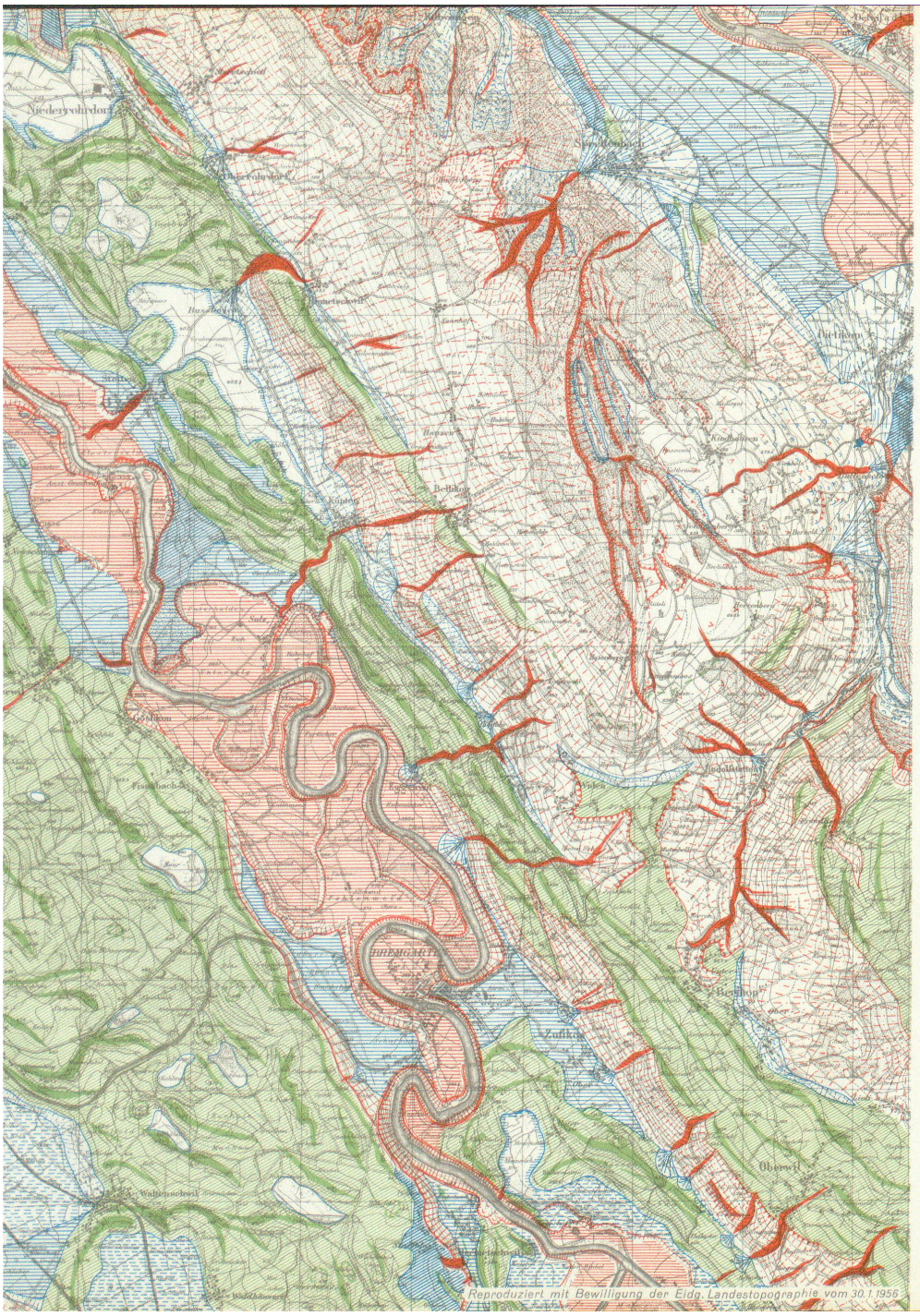
Ausgeprägter noch als beim D_1 beschränken sich die heute noch erhaltenen Relikte von D_2 auf den Norden; südlich der Juraketten ist das Reußtal frei davon.

Warum? Lag dort das Mindeleis, während nördlich vor dem Eisrand der D_2 abgelagert wurde? Verhinderten die damaligen Gefällsverhältnisse die Akkumulation weiter im Süden, oder wurde dort abgelagerter Schotter durch spätere Erosion wieder völlig entfernt?

Nach der Aufschotterung des D_2, die als glazifluviatile Bildung klimabedingt sein dürfte, folgte eine *zweite Erosionsphase,* eine sehr lange und außerordentlich intensive *Talbildung,* die die stärkste ihrer Art während des ganzen Pleistozäns darstellt. Sie beträgt rund 170–200 m von der Oberkante des damaligen Talbodens, dem D_2 aus und läßt sich unmöglich nur durch klimatische Faktoren erklären. Vielmehr müssen endogen bedingte Krustenbewegungen für eine so starke Reaktivierung der Erosion angenommen werden. Diese große Erosionsphase am Übergang vom Alt- zum Mittelpleistozän schaffte alle heute wichtigen Täler, das Rheintal, das Limmattal, das Reuß- und das Aaretal.

Im Süden muß damals die Reuß über Küßnacht gegen Zug und von dort über Knonau nach Maschwanden geflossen sein, wo sie sich erst mit der kleinen Emme vereinigte; das enge Quertal Luzern–Emmenbrücke ist jungpleistozänen Alters (J. Kopp, 1945).

Die östliche Wasserscheide erlitt durch den Talzug Affoltern–Bonstetten–Birmensdorf–Urdorf eine Durchbrechung; vorübergehend war durch ihn eine Verbindung



Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 30.1.1956

Morphologische Karte Rohrdorf – Bremgarten

von Heinrich Jäckli

1 : 50 000

500 0 500 1000 1500 2000 m

Legende:

DENUDATIONS- UND EROSIONSFORMEN

- Allgemeiner aquatischer Hangabtrag
- Härtekanten
- Denudative Geländekanten allgemein
- Sackungsgebiete
  - Abrißrand und Sackungsböschung
  - Nackentälchen
  - Sackungswälle, Sackungskuppen
  - Sackungsterrassen
- Rutschhang im Abtrag, Rutschnischen
- Fluviatile Erosionskerben mit V-Profil, heute noch aktiv
- Fluviatile Steilböschungen
  - heute noch aktiv
  - heute inaktiv
- Fluviatile Erosionsterrassen

AKKUMULATIONSFORMEN

- Bergsturzschutt
- Rutschhang in Aufschüttung, Rutschwülste
- Fluviatile Schwemmkegel
- Hangfußakkumulationen
- Lokale flache fluviatile Akkumulationen in Nackentälchen, hinter Moränenwällen, als Stauebenen
- Fluviatile Aufschüttungsebenen spät- bis postwürmen Alters, Zungenbeckenfüllungen
- Fluvioglaziale spätwürmeiszeitliche Aufschüttungsebenen, «Niederterrasse» und «Rückzugsterrassen»
- Fluviatile Aufschüttungsebenen der «Mittelterrasse», durch Jungmoränen glazial leicht modelliert
- Fluviatile Aufschüttungsebenen der «Hochterasse», durch Jungmoränen glazial modelliert

GLAZIALE FORMEN

- Moränendecken, glaziale Formen noch dominant
- Wallmoränen
- Drumlins und drumlinähnliche Moränenkuppen
- Moränenwannen
- Maximaler Eisstand des Reußgletschers in der Würmeiszeit
- Seitliche glaziale Abflußrinnen

Kümmerly & Frey Bern

Leere Seite
Blank page
Page vide

zwischen Zug und mittlerem Limmattal geschaffen worden, die später durch Hochterrassenschotter und Moränen mittel- und jungpleistozänen Alters wieder eingedeckt wurde.

Im Abschnitt von Muri–Aristau entwickelte sich eine andere Bifurkation, eine spitzwinklige Talgabelung, wobei ein linker Arm das heutige Bünztal, ein rechter das untere Reußtal bildete.

Die Felssohlen aller dieser Haupt- und Nebentäler sind heute durch jüngere Sedimente lückenlos eingedeckt und lassen sich nur mittels Sondierungen bestimmen. Die oberhalb der heutigen Talsohlen gelegenen Partien des frühmittelpleistozänen Erosionsreliefs hingegen sind dort noch erhalten, wenn auch nur als Kontaktlinie aufgeschlossen, wo sie durch Rißmoränen oder Hochterrassenschotter geschützt wurden.

3. *Mittelpleistozän*

Die altpleistozäne zweite Erosionsphase wurde abgelöst durch die *dritte Aufschotterungsphase,* jene des *Hochterrassenschotters,* HT, der mächtigsten Flußakkumulation des Mittellandes. Ähnlich wie der D_2 fehlt auch der HT heute im mittleren und südlichen Reußtal, ist aber nördlich der Linie Rohrdorf–Mellingen noch weit verbreitet. Seine Mächtigkeit schwankt stark, muß aber unerodiert bis gegen 180 m betragen haben.

Frühe Rißmoränen liegen nördlich Niederrohrdorf, am Hiltiberg, *unter* HT, sind somit Zeuge dafür, daß das frühmittelpleistozäne Relief nicht nur fluviatil, sondern auch noch glazial beeinflußt wurde.

Nach der HT-Aufschotterung setzte eine neue, *dritte fluviatile Erosionsphase* ein, welche die von HT und untergeordnet Altrißmoränen aufgefüllten Täler bis nahe auf die Felssohle hinunter ausräumte und damit dem Relief neue, scharfe Akzente verlieh.

Dann müssen vorübergehend die Gletscher außerordentlich stark angewachsen sein, was zur sogenannten *größten Vergletscherung* führte. Alle fluviatilen Aufschüttungsflächen, auch jene des D_1 und D_2, wurden für kurze Zeit vom Gletschereis überflutet. Heute finden wir auf jenen einstigen Akkumulationsflächen spärliche Relikte von Moränen und einzelne Erratiker. Der Heitersberg allerdings trägt eine der imposantesten Moränendecken, die über dem dortigen älteren Deckenschotter heute noch eine Mächtigkeit bis zu 70 m erreicht und sicher mindestens teilweise aus Rißmoräne, möglicherweise aber auch noch aus Mindelmoräne besteht.

Damals floß ein westlicher Seitenarm des Linthgletschers über die Lücke zwischen Höhronen und Albis ins Knonaueramt und mittlere Reußtal und drängte das Reußeis weit nach Westen.

Nach dem Abschmelzen der Rißgletscher führte eine *vierte Aufschotterungsphase* von 50–70 m zur Bildung des *Mittelterrassenschotters, MT.* Dieser wurde im Reußtal erstmals von H. Suter (1939), von H. H. Boesch bei Bremgarten und von A. von Moos bei Jonental (1946) ausgeschieden. Reste von MT finden sich, stets unter Würmmoräne, westlich und südlich Stetten, westlich Hermetschwil, bei Rottenschwil, bei Jonen und Jonental nördlich Ottenbach und am Lorzespitz zwischen Maschwanden und Obfelden. Ferner wurde er in den Grundwasserfassungen von Ober- und Unterlunkhofen und von Stetten erbohrt. Die Akkumulationsform, die fluviatile Aufschotterungsfläche des MT, liegt bei Bremgarten etwa 30 m höher als der Würm-Rückzugsschotter und ist durch darüberliegende Würmmoränen meist nicht sehr stark überformt; das Liegende ist Rißmoräne.

Die herkömmliche *Altersgliederung* der Schotter beruht bis heute auf vereinzelten, zufällig aufgeschlossenen Kontakten, vorwiegend aber auf der Höhenlage ihrer Akkumulationsniveaux. Dabei wird stillschweigend angenommen, daß nicht durch seitherige tektonische Dislokationen die primäre Ordnung der Dinge gestört worden sei.

Durch zuverlässige Leitfossilien konnten aber noch keine unserer Schotter datiert werden!

Nun sind seit langem junge Verwerfungen aus dem Bodenseegebiet bekannt. F. HOFMANN (1951) und W. OERTLE (1954) melden pleistozäne Brüche auch aus dem Thurtal, N. PAVONI (1953) solche sicher posttortonen Alters aus dem Zürichseegebiet.

Sollten auch aus anderen Schottergebieten Verwerfungen gefunden werden, deren Alter und Sprunghöhe ermittelt werden können, dann wäre wohl der Zeitpunkt gekommen, unsere ganze konventionelle Schottergliederung nach der Höhe einer grundsätzlichen Nachprüfung zu unterziehen.

4. *Jungpleistozän*

Die Aufschüttung des MT wurde abgelöst von einer *vierten Erosionsphase,* welche den Talboden um rund 40–50 m vertiefte, den Mittelterrassenschotter im heutigen Reußtal zersägte und teilweise ausräumte, während der Bünztalarm von dieser Erosion verschont blieb und dadurch gegenüber dem Reußtal um rund 50 m erhöht blieb.

In der nächsten und letzten glazialen Phase, in der *Würmeiszeit,* stießen die Gletscher in Täler vor, deren Flanken fluviatil stark zerfurcht waren und deren Talsohle immer noch etwas tiefer lag als die heutige. Im Würm entstanden nun zahlreiche jener fluviatilen und glazialen Formen, die auch heute noch relativ gut erhalten sind und einen wesentlichen Teil des modernen Landschaftsbildes ausmachen.

Wallmoränen des Maximalstandes, des Standes von Mellingen im Reußtal, sind als glaziale Akkumulationsformen relativ gut erhalten und lassen sich als einzelne Moränenwälle auf viele Kilometer Distanz zusammenhängend verfolgen. Zur Zeit des Maximalstandes fand eine Eistransfluenz über den Mutschellenpaß statt, wobei Eis des Reußgletschers östlich von Bremgarten über die Wasserscheide ins Limmattal hinüberfloß und von Dietikon bis Killwangen auf der linken Limmattalseite Reußmoränen ablagerte.

Synchrone Ablagerung fluviatiler Fazies außerhalb der Gletscherstirnen, d. h. nördlich von Mellingen und Othmarsingen, ist der *Niederterrassenschotter,* NT, die fünfte Akkumulationsphase des Pleistozäns darstellend. Er bildet die bekannten, zusammenhängenden Schotterfelder, die durch spätere Erosion erst zum kleinen Teil zerstört wurden. Sowohl beim Maximalstand, als auch bei den Rückzugsphasen pflegte die Gletscherstirn in beschränktem Maße vorwärts und rückwärts zu pendeln, sodaß nicht jeweils nur ein Moränenwall, sondern eine ganze Zahl zueinander mehr oder weniger paralleler Wälle abgelagert wurden. Dabei konnten selbstverständlich Schotterflächen, die zu einem älteren Eisstadium gehörten, von einer nachfolgenden Vorrückungsphase des Gletschers auf relativ kurze Distanz überfahren werden. F. MÜHLBERG wies wiederholt auf solche Überlagerungen des NT durch Stirnmoränen hin. Zog sich später der Gletscher wieder etwas zurück, so konnte die vorher abgelagerte Wallmoräne durch den nachfolgend abgelagerten NT randlich eingeschottert werden. Nördlich Mellingen sieht man zahlreiche solche Wallmoränen, die allseitig von wenig jüngerem Schotter umgeben sind, aus dem NT herausragen.

Mit dem *Rückzug des Gletschers* von Mellingen gegen Bremgarten wurde das ganze einstige Zungenbecken von Mellingen eisfrei und damit der fluviatilen Aufschüttung übergeben. Demzufolge war die unterhalb Mellingen abfließende Reuß dort geschiebeärmer als vorher und hatte die Fähigkeit, in ihre früheren eigenen Aufschüttungen zu erodieren, wobei der NT durchsägt und die liegende Rißmoräne bis unterhalb Birmenstorf an beiden Flußufern entblößt wurde.

Ein *erstes Rückzugsstadium* des Reußgletschers, jenes von Stetten, zeigt am östlichen Talhang noch gut erhaltene, randliche Wallmoränen, die von Stetten in zusammenhängender Folge über Künten–Eggenwil–Berikon nach Lieli ziehen. Bei Beri-

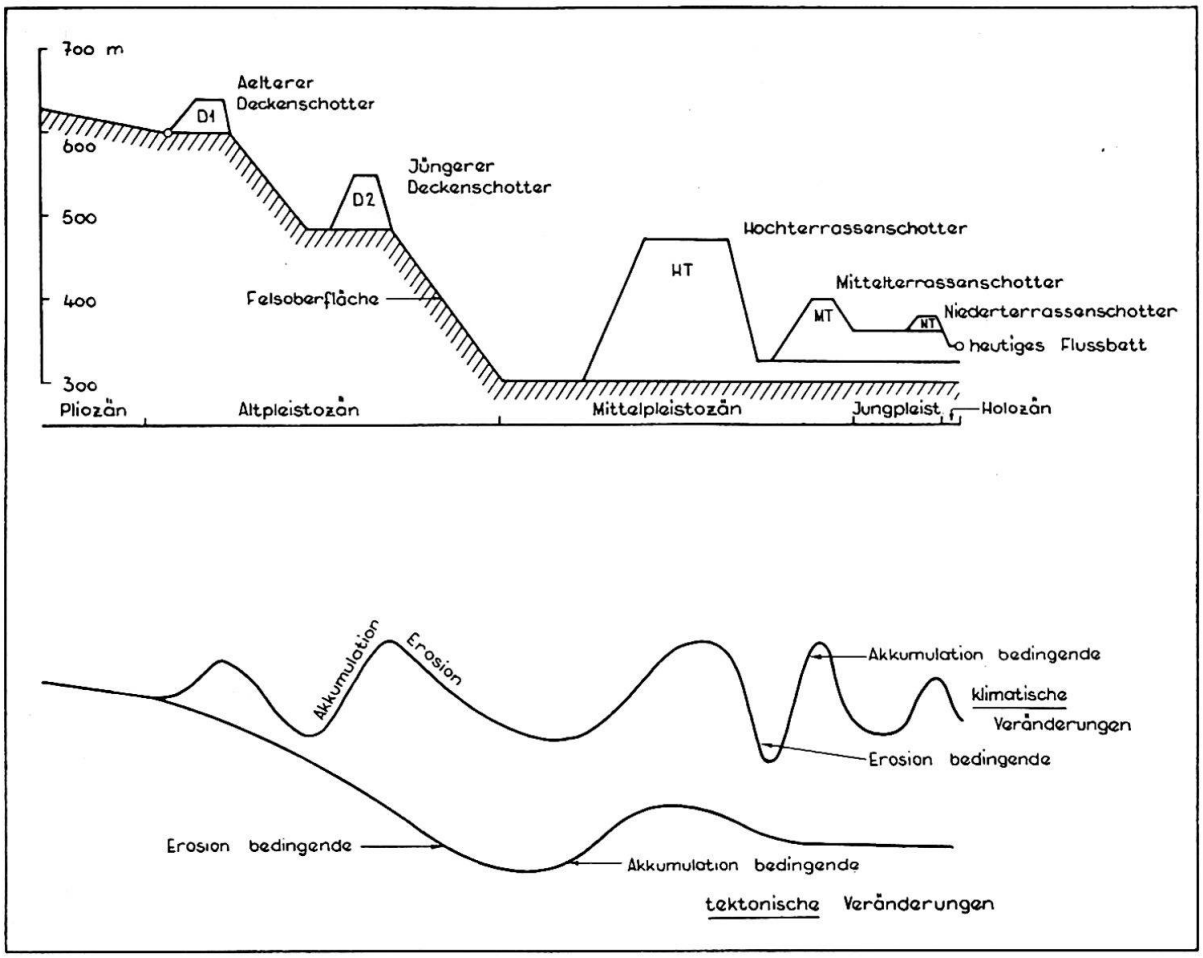


Abb. 1 Schematische Darstellung der quartären Erosions- und Akkumulationsvorgänge und der sie verursachenden klimatischen und tektonischen Veränderungen.
Höhen- und Mächtigkeitsverhältnisse beziehen sich auf das aargauische Reußtal bei Rohrdorf—Mellingen.

kon bewirkten sie eine sehr schöne Flußablenkung, indem sie den Rummelbach, der dort früher zweifellos nach Westen ins Reußtal floß, abdrängten und zwangen, nach Norden über Rudolfstetten ins Limmattal zu fließen. Die Stirnmoränen, die dem Stadium von Stetten entsprechen müßten, sind weniger gut erhalten, weil sie später durch die Erosion weitgehend entfernt wurden.

Das *Stadium von Bremgarten,* das altersmäßig dem Stadium von Zürich, von Dübendorf–Gfenn und von Pfäffikon entspricht, wurde von ALB. HEIM, F. MÜHLBERG, J. HUG u. a., als zweites Rückzugsstadium aufgefaßt.

Die Stirnmoränenwälle sind gut erhalten, und die Reuß durchbricht diese in schmaler Schlucht, die nicht nur im Querprofil recht ausgeprägt ist, sondern sich auch heute noch im Längsprofil der Reuß als Knick deutlich bemerkbar macht.

Unverschwemmte Wälle des Bremgartenstadiums bilden auch die junge und niedrige Wasserscheide zwischen Reuß- und oberstem Bünztal.

Zur Zeit des Bremgartenstadiums wurde glaziofluviatiler «Rückzugs-Schotter» von Bremgarten bis Mellingen abgelagert, dessen Akkumulationsniveau auch heute noch bei Zufikon, westlich Bremgarten und im Querprofil zwischen Niederwil und Künten teilweise erhalten ist. Die Rückzugsschotter werden meist ebenfalls als Niederterrassenschotter bezeichnet, wobei stillschweigend angenommen wird, daß sie jünger sind als die extramoränen NT und abgelagert wurden, als dort bereits die Akkumulationsphase abgeschlossen war und einer erneuten Erosion Platz gemacht hatte. Ihr Akkumulationsniveau liegt auch entsprechend tiefer als bei den extramorä-

nen Schotterflächen. Sie sind im Reußtal meist nur einige Meter, selten 10–15 m mächtig, wie ja allgemein die würmeiszeitliche Akkumulationsphase lange nicht die Bedeutung der mittelpleistozänen erreicht.

5. *Frühholozän*

Mit dem Rückzug des Reußgletschers aus dem Zungenbecken von Bremgarten wurde letzteres der limnischen Sedimentation freigegeben. Es entstand vorerst ein «Bremgartnersee», der bis weit nach Süden reichte, aber durch die kleine Emme, dem schuttreichen Voralpenfluß aus dem Entlebuch, relativ rasch von Süden her aufgefüllt wurde. Dabei erfolgte die gesetzmäßige Verlandungsedimentation: Unten feine Wechsellagerung von magerem Lehm und Schlammsand als limnische Fazies, darüber lehmfreie Sande, dann locker gelagerte Flußschotter als fluviatile Überguß-Schichten, die besonders im Süden grobkörnig und mächtig sind und nach Norden langsam ausdünnen. Über allem sedimentierten schließlich jüngste Überschwemmungssande und -Lehme. Randliche lokale Schotter mit schönen Deltastrukturen wurden rechts des Tales bei Maschwanden, links bei Merenschwand an die moränigen Seeufer angelagert. Während der Verlandung des Sees war aber sein Abfluß von Bremgarten an abwärts praktisch geschiebefrei und damit wieder befähigt, dort zu erodieren, wo er vorher akkumuliert hatte. Er konnte sich dementsprechend in seine früheren Alluvionen einschneiden und schaffte durch Tiefen- und Seitenerosion bei starkem Mäandrieren nördlich Bremgarten die verschiedenen Erosionsterrassen und schließlich die rezente Flußsohle, die 25–30 m unter der einstigen Akkumulationsoberfläche zur Zeit des Bremgartnerstadiums liegt. Fast überall erreichte der Fluß die lehmige Grundmoräne als Liegendes des Rückzugsschotters.

War der «Bremgartnersee» einmal ganz ausgefüllt, dann konnte sich die seitherige Erosion auch in seinen jüngsten, obersten Sedimenten bemerkbar machen: Die Lehmterrasse von Rottenschwil–Werd–Althäusern stellt das Akkumulationsniveau, die heutige tiefste Talsohle bereits ein jüngeres Erosionsniveau dar; die Grenze wird durch zahlreiche alte Prallhänge einstiger Reußmäander dargestellt.

II. URSACHEN DES WECHSELS ZWISCHEN EROSION UND AKKUMULATION

Welches waren die Ursachen, daß sich während des Pleistozäns Aufschotterungen und Erosionsphasen so oft ablösten? Verschiedene Faktoren sind dafür verantwortlich, tektonische, klimatische und hydrologische.

1. *Tektonische Verstellungen.* Weitaus wirkungsvollste Ursache für Wechsel des Flußregimes sind Verstellungen der Erdkruste. Die erste und zweite Erosionsphase im Altpleistozän und möglicherweise auch die dritte im Mittelpleistozän dürften wegen ihres bedeutenden Betrages tektonische Ursache haben, indem durch das Einsinken des Rheintalgrabens das Gefälle vom Unterlauf her vergrößert wurde.

Wahrscheinlich ist auch die dritte Akkumulationsphase, die zur Bildung des Hochterrassenschotters führte, mindestens teilweise durch ein regionales Einsinken der Erdkruste ebenfalls tektonisch bedingt.

2. *Klimatische Veränderungen.* Pleistozäne Klimaschwankungen mußten zweifellos einen Einfluß auf das Flußregime ausüben. *Kaltzeiten* dezimierten die Vegetation; die Wälder fehlten, der Erosionsschutz der Hänge durch natürliche Bewachsung war gering. Zudem hatte das Frostklima ausgesprochen schuttfördernde Wirkung; die Frostverwitterung war intensiver und Frostböden sind in aufgetautem Zustande höchst erosionsanfällig. Kaltzeiten begünstigten aus diesen Gründen an den Hängen den Abtrag, in der Talsohle die Aufschüttung.

Warmzeiten mit gemäßigtem Klima wie heute förderten umgekehrt an den Hängen eine geschlossene, schützende Pflanzendecke. Die Flüsse waren deshalb in den Interglazialen geschiebeärmer und hatten eher die Tendenz zur Erosion.

Durch die Anwesenheit von Gletschereis wurden diese klimatischen Wirkungen noch verstärkt: Der Gletscher lagerte große Schuttmassen als Moränen an seiner Stirn ab, die beim Eistransport weniger zerkleinert worden waren als bei gleich langem Flußtransport, somit auch wegen ihrer Korngröße den Gletscherbach zur Akkumulation zwangen. Zog sich aber der Gletscher zurück, dann wurden gleichzeitig große unbewachsene Moränenhänge dem aquatischen Abtrag preisgegeben und die Flüsse mit diesem Schutt zusätzlich belastet, wodurch

Abb. 2 Moränenwälle des Bremgarten - Stadiums bei Hermetschwil. Die Formen sind zu frisch, um überfahren sein zu können.

Phot. H. Jäckli

besonders in den Rückzugsphasen, an der Wende von Kalt- zu Warmzeit, die Flüsse starke klimabedingte Akkumulationstendenz zeigen mußten.

Typisch klimabedingt sind die erste und zweite Akkumulationsphase des Altpleistozäns, die zur Bildung der Deckenschotter führten, ferner die fünfte, würmeiszeitliche Aufschüttung des NT und der zeitlich daran anschließenden Rückzugschotter. Daß an den sehr mächtigen Schottern mittelpleistozänen Alters nicht auch klimatische Faktoren beteiligt waren, möchten wir nicht rundweg ablehnen, doch scheinen sie uns zur Erklärung jener großen Schottermächtigkeiten nicht zu genügen.

3. *Hydrologische Veränderungen.* Schaltet sich im Oberlauf ein See ein, sei es ein tiefer Alpenrandsee, sei es ein seichter Moränensee, so vermag dadurch das Geschieberegime im Unterlauf gerade ins Gegenteil verwandelt zu werden, als rein klimatisch zu erwarten wäre.

Als beispielsweise nach dem Bremgartenstadium der Reußgletscher das obere Reußtal freigab, hätten die dabei entblößten Moränenhänge die Reuß so belastet, daß ein mächtiger Rückzugsschotter unterhalb Bremgarten hätte akkumuliert werden müssen. Tatsächlich bildete sich aber oberhalb Bremgarten ein Moränensee, dessen geschiebefreier Abfluß nicht akkumulierte, sondern kräftig erodierte.

So waren es meist verschiedene Faktoren, die sich *überlagerten,* bald sich summierend, bald sich aufhebend, die zu jenem häufigen Wechsel im Flußregime führten, der das Pleistozän der Nordostschweiz auszeichnet. Mußten aber in anderen Regionen, beispielsweise im Rhonegebiet, gleichzeitig gleiche Veränderungen statthaben? Klimatische ja, tektonische und hydrologische nicht unbedingt. Und so scheint es uns gar nicht so unverständlich, daß in der Westschweiz die Deckenschotter fehlen und das Quartär überhaupt zu anderen Gliederungen und talgeschichtlichen Konzeptionen Anlaß gibt (Jayet 1946, 1947) als in der Nordostschweiz.

III. WURDE DAS BREMGARTENSTADIUM ÜBERFAHREN?

1954 hat in dieser Zeitschrift J. KNAUER erneut die These verfochten, das Moränenstadium von Bremgarten, wie auch jenes von Zürich, von Dübendorf und von Pfäffikon sei relativ alt und am Ende der Rißeiszeit oder als Vorstoßphase ganz am Anfang der Würmeiszeit entstanden. Es sei nachher durch den Würmgletscher *überfahren* worden und stelle heute das älteste, nicht das jüngste unter den verschiedenen Moränenstadien dar. An dieser Stelle muß kurz auf die Argumentation J. KNAUERS eingetreten werden.

Für ihn sind 1. der morphologische Aspekt der Moränenwälle, 2. das Vorkommen von Grundmoränenmaterial auf Wallmoränen und Schottern, und 3. Lagerungsstörungen und Verkittungen in den Schottern die Hauptargumente.

1. *Oberflächenformen*

Es besteht kein Zweifel, daß die Moränen der Bremgarten–Zürich-Phase an vielen Orten relativ schlecht erhalten sind oder überhaupt ganz fehlen. Sie wuden erodiert,

verwaschen oder durch Solifluktion abgeflacht. Anderseits gibt es aber große Abschnitte, in denen diese Wälle noch überraschend gut erhalten sind, beispielsweise bei Hermetschwil südlich Bremgarten (Abb. 2). Sie sind dort dermaßen gut erhalten, daß es ganz unwahrscheinlich erscheint, daß solche Formen durch einen mächtigen Gletscher längere Zeit hätten überfahren sein können.

Nicht die absolut gute oder schlechte Erhaltungsform von Moränenwällen scheint uns ausschlaggebend für ihre Altersgliederung, sondern ihr relativer Erhaltungszustand zu anderen Stadien. In dieser Beziehung ist aber doch festzustellen, daß die Bremgartenmoränen nicht schlechter erhalten sind, als etwa jene bei Mellingen und eher besser als jene bei Stetten, wie auch die Wallmoränen des Zürichstadiums, beispielsweise am linken Zürich-Seeufer, wesentlich besser erhalten sind als jene des Schlierenstadiums oder gar des Maximalstadiums, die im Limmattal überhaupt kaum bekannt sind. Die Moränen des Maximalstadiums bilden die Trennung zwischen vergletschertem und unvergletschertem Gebiet während der Würmeiszeit, also morphologisch zwischen extramoränen, vorwiegend denudativ-erosiven Formen einerseits und glazialen Formen anderseits. Sie wirken deshalb häufig markanter als alle Rückzugsmoränen, die innerhalb des würmvergletscherten Gebietes liegen und dabei von älteren und jüngeren Moränen umgeben sind, wobei unter den ersteren überfahrene vorhanden sein können, die dann aber zeitlich nicht zum Bremgarten–Zürich-Stadium gehören.

2. *Stratigraphische Details*

a) Grundmoräne auf Wallmoräne: Die beiden Moränenfazies sind üblicherweise schwer auseinanderzuhalten; Grundmoräne gilt als lehmreicher und kiesärmer als Wallmoräne, aber eine scharfe Trennung besteht selten. Wo lehmiges auf kiesigem Moränenmaterial liegt, handelt es sich oft um sekundär angereicherten Verwitterungslehm, der in situ entstanden ist oder lokal zusammengeschwemmt wurde, gelegentlich aber zweifellos auch um echte Grundmoräne. Solche Grundmoräne auf Wallmoräne ist aber zu gering mächtig, als daß sie einem langen Vorstoß entsprechen könnte. Kurzperiodische Vorstöße, wie solche überall an Gletscherrandlagen vorkommen, scheinen uns vollauf für die Erklärung der von J. KNAUER beschriebenen Aufschlußverhältnisse zu genügen.

b) «Grundmoräne» auf Schotter: Es ist die Regel, daß NT und Rückzugsschotter von einer Lehmdecke überlagert werden. Oft handelt es sich um jungen, holozänen Überschwemmungsschluff, der sekundär durch Verwitterung entkalkt und verlehmt wurde. Oft ist es aber Schwemmlehm, der von den benachbarten Hängen herunterbefördert wurde und sich am Hangfuß und in der Talsohle in einer Mächtigkeit von etwa 1–3 m anhäufte (Abb. 3). Er kann Moränenmaterial enthalten, also Geschiebe aller Größen, die eindeutig erratisch sind. Aber solch verschwemmtes Moränenmaterial darf nicht als Moräne bezeichnet werden, denn nicht durch den Gletscher, sondern durch Wassertransport, Rutschungen oder Solifluktion ist das Material von den moränenbedeckten Hängen auf den Schotter transportiert worden. Die Mächtigkeit ist gering, die Lagerung locker, geschrammte Geschiebe fehlen fast ganz. Diese von J. KNAUER postulierte «Grundmoränendecke», bestehend aus verschwemmtem Moränenmaterial auf Rückzugsschottern, ist genetisch nicht zu vergleichen mit der echten Moränendecke, z. B. auf dem Mittelterrassenschotter, die kompakt, voller geschrammter Geschiebe und viel mächtiger ist.

3. *Zustand des Rückzugsschotters:*

J. KNAUER nennt einige Aufschlüsse, wo der Schotter Verbiegungen und Störungen der Schichtung aufweist oder bankweise verkittet vorkommt. Konglomerierung und Lagerungsstörungen erklärt er durch einstige Eisüberlagerung, als Verfestigung unter Eisdruck und als Strukturstörung durch fließendes Eis.

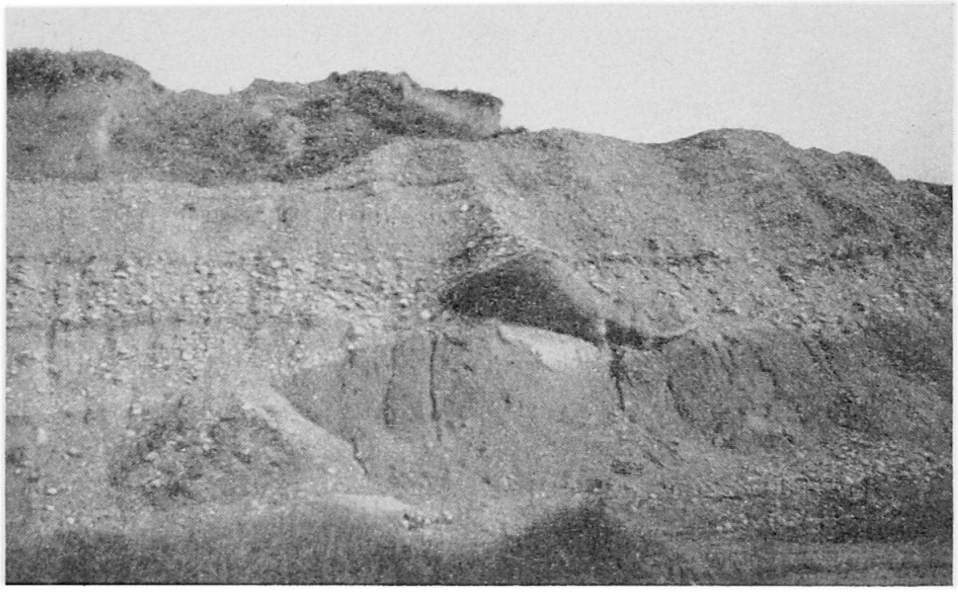


Abb. 3 Aufschluß in der Kiesgrube nördl. Nesselnbach. Unten Moräne mit unruhiger, fluviatil bearbeiteter Obergrenze, mit herausgewaschenem Granitfindling. In der Mitte Rückzugsschotter, 3—6 m mächtig, Unter- und Obergrenze unruhig, letztere durch Erosion stark modelliert. Oben lockere, junge, lehmig-kiesige Deckschicht, die keine Moräne ist.
Phot. H. Jäckli

Zu Konglomeraten verkittete Schotterbänke scheinen uns weder ein Indiz bezüglich Alter noch bezüglich Überlagerungsdruck, sondern in erster Linie hydrologisch zu erklären sein; eine kausale Verbindung mit Gletscherüberdeckung erscheint uns problematisch. Abweichungen von ungestörter, horizontaler Schichtung des Schotters lassen sich auch erklären durch ein örtlich starkes Relief der Unterlage, auf welcher der Schotter aufliegt, oder durch Einschlüsse von Toteis, die bei ihrem Abschmelzen während und nach der Schottersedimentation Schichtstörungen verursachten. Tatsächlich findet man auch andernorts, beispielsweise im Rückzugsschotter von Kloten bei Zürich, der beim Bau des Flughafens ausgezeichnet aufgeschlossen war, zahlreiche analoge Schichtstörungen, wie etwa bei Niederwil und Nesselnbach im Reußtal, obschon dort ganz bestimmt der Schotter nicht von Moräne bedeckt ist und nicht durch fließendes Eis in seiner Lagerung gestört werden konnte.

Wir könen uns deshalb der Argumentation J. KNAUERS *nicht* anschließen und betrachten wie bisher die Moränenwälle des Stadiums von Bremgarten wie auch von Zürich als *junges Rückzugsstadium* am Ende der Würmeiszeit.

IV. HEUTIGE OBERFLÄCHENFORMEN

Tektonisch bedingte Formen finden sich im aargauischen Reußtal im Bereich des Juragebirges und seinen östlichen Ausläufern, Kestenberg und Lägern, und ebenso am Alpenrand, im Gebiet der subalpinen Molasse. Im Gebiet der mittelländischen, horizontal gelagerten Molasse sind dagegen fast alle Oberflächenformen Produkte der *exogenen Dynamik*.

Die heutigen Oberflächenformen sind im wesentlichen würmeiszeitlichen Alters oder noch jünger. Ältere Formen sind nur ausnahmsweise erhalten, und zwar als fluviatile Schotteroberflächen, die dank ihrer großen Wasserdurchlässigkeit fast keine oberflächliche Abspülung aufkommen lassen. Während für die Entwicklung seit dem jungen Pleistozän die heutigen *Oberflächenformen* reichliche Auskunft geben, muß die ältere Talgeschichte rekonstruiert werden aus stratigraphischen und tektonischen Beobachtungen von Ablagerungen und ihren Kontakten, die an natürlichen oder künstlichen *Aufschlüssen* getätigt werden können, was die Analyse besonders der mittelpleistozänen Vorgänge, der Rißeiszeit im weitesten Sinn, sehr erschwert.

Als Beispiel soll an Hand der «Morphologischen Karte Rohrdorf–Bremgarten» der heutige Formenschatz dieses Gebietes, das rund 100 km² umfaßt, genetisch und zeitlich gegliedert werden.

1. *Denudationsformen*

Hasenberg–Heitersberg, der Bergrücken zwischen Limmat- und Reußtal, zeigt, mit Ausnahme des Gebietes oberhalb der Würmmoränen im Reußtal, weit überwiegend Denudationsformen. Die SW-Flanke unterliegt heute nur einem diffusen aquatischen Hangabtrag in Richtung der Fallinie, wobei eiszeitliche Solifluktionsformen und rezente Verwitterungs- und Abtragungsformen ineinander übergehen. Es ist überraschend, wie der geologische Aufbau sich morphologisch kaum ausdrückt. Die Formen sind reine Abtragungsformen; glaziale Aufschüttungsformen als Wallmoränen beschränken sich auf die Wälle der letzten Vergletscherung. – Die NE-Flanke ist völlig anders geartet. Moränenwälle fehlen, Härtekanten erscheinen dort, wo der zu Nagelfluh verkittete Deckenschotter in den Steilhängen ob Killwangen an die Oberfläche ausstreicht.

Besondere Erwähnung verdienen die zahlreichen rezenten *Rutschungen* in den Mulden über Killwangen und Spreitenbach, die oben mit scharfer Abrißkante beginnen, wellige, kleinhöckerige Muldenfüllungen bilden und über der Talsohle in junge Schwemmkegel übergehen. Auch das große *Sackungsgebiet* von Bergdietikon, das eine Fläche von rund 9 km² umfaßt, ist holozänen Alters. Ein messerscharfer Abrißrand, der bis zur Wasserscheide reicht, zahlreiche hintereinander gestaffelte Nackentälchen, einige deutliche Sackungswälle, Sackungskuppen und Sackungsterrassen kennzeichnen diese denudative, auch im Detail hochinteressante Formengruppe. Der Egelsee ist ein typischer Sackungssee, im obersten Nackentälchen zwischen Abriß und erstem Sackungswall gelegen. Die «Seematten» sind einstiges, seither verlandetes Seegebiet.

Wieso diese morphologische Asymmetrie, diese Verschiedenartigkeit der beiden Flanken desselben Berges? Die «präglaziale Oberfläche» hat einseitiges Gefälle gegen das Limmattal. Der darüberliegende D_1 ist durchlässig, ein idealer Quellbildner; seine Kontaktfläche mit der undurchlässigen Molasseobergrenze ist somit Wasserhorizont, auf dem das versickerte Wasser unterirdisch zum Limmattal abfließt. Die Westflanke ist dadurch trocken und standfest, die Ostflanke durchnäßt und instabil.

2. *Fluviatile Formen*

a) Erosionsformen. Im Reuß- und Limmattal beschränken sich die fluviatilen *Erosionsformen* auf flache Erosionsterrassen mit scharfen Prallhangböschungen des tiefsten Talbodens, geformt durch den mäandrierenden Fluß im frühen Holozän, und auf die heutige Flußrinne mit steilen Uferböschungen als Zeichen noch aktiver Erosion. Dazu gesellen sich die fluviatilen Erosionskerben mit scharfem V-Profil der Talhänge, die auch heute noch aktiv sind und besonders die östliche Talflanke des Reußtales in der Fallinie zerschneiden.

b) Akkumulationsformen. In unserem Kartengebiet ist der D_1 so hoch von Altmoräne bedeckt, daß seine einstige Akkumulationsoberfläche als solche morphologisch in keiner Weise in Erscheinung tritt; der D_2 fehlt, ist aber am Gebensdorfer Horn und am Brugger Berg noch weitgehend erhalten. Wie weit aber seine heutige Oberfläche noch der ursprünglichen, mindeleiszeitlichen Akkumulationsfläche entspricht, wissen wir nicht.

Das Relikt einer mittelpleistozänen Aufschüttungsebene, jene der Hochterrasse, reicht am Hiltiberg, P. 469 NW Niederrohrdorf, in unser Kartengebiet hinein. Weniger unvollkommen sind die Reste der Mittelterrasse zwischen Spreitenbach und Killwangen im Limmattal und, durch Würmmoränen noch etwas stärker überkleistert, jene bei Staffeln westlich Hermetschwil im Reußtal. Spätwürm sind die Akkumulationsflächen der Rückzugsschotter links der Limmat von Dietikon bis Spreitenbach, im Reußtal bei Zufikon–Bremgarten und weiter nördlich beidseits des Hangfußes.

Wesentlich jünger sind schließlich die Seeauffüllungen der Zungenbecken südlich Bremgarten und von Waltenschwil und die zahlreichen Auffüllungen von Nackentälchen, von Stauebenen hinter Moränenwällen und von Moränenwannen.

Sehr junge Formelemente sind die zu den rezenten Erosionskerben korrelaten Schwemmkegel, deren größte im Limmattal liegen, während sie im Reußtal eine untergeordnete Rolle spielen.

3. *Glaziale Formen*

Die heute noch erhaltenen glazialen Formen beschränken sich auf solche aus der letzten Eiszeit. Aus früheren Eiszeiten fehlt zwar nicht das Material glazialer Ablagerungen, die Moränen, wohl aber die ursprüngliche Ablagerungsform. Die Wallmoränen der verschiedenen Stadien der Würmvergletscherung dagegen sind beidseits des Reußtales noch relativ gut erhalten und geben der kuppigen, breiten Wasserscheide zwischen Reuß- und Bünztal vollständig ihr Gepräge. Umgekehrt spielen glaziale Formen im Limmattal zwischen Dietikon und Killwangen kaum eine Rolle. Dort sind einst abgelagerte Würmmoränen durch die nachfolgende Denudation und Erosion so stark modifiziert und abgetragen worden, daß sie heute als Moränenwälle, mit kleinen Ausnahmen, nicht mehr in Erscheinung treten.

V. ZUSAMMENFASSUNG

Eine Talgeschichte der einst vergletschert gewesenen Täler des schweizerischen Mittellandes muß sich stützen auf eine große Zahl von morphologischen, stratigraphischen, tektonischen und faziellen Einzelelementen, die sich leider sehr ungleichmäßig auf die verschiedenen Zeitabschnitte verteilen.

Das *Pliozän,* in welchem die ersten Anlagen unserer Täler entstanden, ist uns ungewöhnlich schlecht bekannt, und Anhaltspunkte über das damalige Relief sind äußerst spärlich.

Das *Altpleistozän,* umfassend die Günz- und Mindelvergletscherung und das erste Interglazial, läßt sich teilweise mit morphologischen, mehr hingegen mit einigen unzweideutigen stratigraphischen Erkenntnissen rekonstruieren. Das Altpleistozän bietet heute in der Ostschweiz weniger Diskussionsstoff als im Westen unseres Landes, wo Deckenschotter fehlen und A. JAYET geneigt ist, überhaupt nur zwei Vergletscherungen anzunehmen. Seit der monographischen Bearbeitung der Deckenschotter durch ROMAN FREI (1912) sind keine grundsätzlichen neuen Gesichtspunkte gefördert worden, die die damaligen Auffassungen in den letzten vierzig Jahren wesentlich zu modifizieren vermocht hätten.

Das *Mittelpleistozän,* umfassend die Rißvergletscherung und die sie begleitenden Interglaziale, ist dagegen noch überraschend unsicher zu überblicken. Für diesen Zeitabschnitt fehlen morphologische Rekonstruktionsmöglichkeiten weitgehend. Die heutige Oberflächenform enthält einzig in den Hoch- und Mittelterrassen-Akkumulationsflächen mittelpleistozäne Form-Relikte. Es sind sonst durchwegs stratigraphische und zudem nur selten gut aufgeschlossene Kontakte von mittelpleistozänen auf älteren Ablagerungen, die uns die damaligen Geländeoberflächen rekonstruieren helfen und uns über jene intensive Talbildung rudimentäre Angaben liefern. Die jüngeren Flußablagerungen in den Talsohlen verdecken fast lückenlos die tiefgelegenen Zeugen mittelpleistozäner Talgeschichte, und nur vereinzelte Tiefbohrungen oder geophysikalische Sondierungen vermöchten darüber isolierte, punkt- oder linienförmige Aufschlüsse zu vermitteln.

Im Mittelpleistozän scheinen sich im untersuchten Gebiet mindestens zwei glaziale Phasen erkennen zu geben: Eine frühere Phase mit nicht sehr bedeutender Ausdehnung des Eises und eine spätere, kurze Phase mit der seit langem bekannten Maximalausdehnung der Gletscher. Dazwischen haben wir uns extramoränisch die Aufschotterung des Hochterrassenschotters vorzustellen, nachher jene des Mittelterrassenschotters.

Das *Jungpleistozän* erst lieferte Oberflächenformen, teils denudative und erosive, teils akkumulative, die auch heute noch gut, wenn auch teilweise etwas modifiziert, erhalten sind, und die uns damit die Talgeschichte des ausgehenden Pleistozäns und des anschließenden Holozäns relativ detailliert und ziemlich lückenlos zu rekonstruieren gestatten. Demzufolge schien auch die Talgeschichte für den Zeitabschnitt der Würmvergletscherung und des frühen Holozäns schon seit langer Zeit ziemlich vollständig abgeklärt. Erst die von J. KNAUER vertretene Auffassung, daß die Bremgarten–Zürich-Phase die älteste und nicht, wie allgemein angenommen, die jüngste Phase der Würmablagerungen darstelle, mußte zu einer neuen Überprüfung der Formen und Aufschlüsse führen. Im Reußtal, im Abschnitt zwischen Rohrdorf und Bremgarten, scheinen uns aber die geologischen Aufschlüsse wie auch die Morphologie die Auffassung J. KNAUERS zu widerlegen und die bisher vertretene Ansicht zu bestätigen, daß nämlich die Phase von Bremgarten jünger sei als jene von Mellingen und Stetten und vom einstigen Würmgletscher nicht mehr überfahren wurde.

LITERATURVERZEICHNIS

AMSLER, A. (1925): Übersichtskarte der Böden des Kantons Aargau. — BECK, P. (1934): Das Quartär. In: Geologischer Führer der Schweiz. Wepf & Co., Basel. — BECK, P. (1937): Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. Ecl. geol. Helv. Vol. 30. — BECK, P. (1943): Die Natur des Amtes Thun. Thun. — BÖGLI, A. (1951): Die Entstehung des Baldeggersees. Heimatkd. Seetal, 25. Jg. — FREI, R. (1912): Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Beitr. Geol. Schw. NF. 41. — FREI, R. (1912): Monographie des schweizerischen Deckenschotters. Beitr. Geol. Schw. NF. 37. — GEIGER, E. (1943): Geolog. Atlas der Schweiz, Blatt 16, mit Erläuterungen. — GEIGER, E. (1946): Qualitative und quantitative Geröllunterschungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. 28 Heft 2. — GEIGER, E. (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. 28 Heft 2. — *Geologische Gesellschaft in Zürich* (1946): Geologische Exkursionen in der Umgebung von Zürich. Gebr. Leemann & Co., Zürich. — *Geologische Karte der Schweiz* 1:100 000 (1913): Blatt VIII, 2. Aufl. — GRAHMANN, R. (1951): Begriffe in der Quartärforschung. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 1. — GÜLLER, A. (1944): Über den Deckenschotter am Südhang der Lägern (Kt. Zch.). Ecl. geol. helv. Vol. 37. — HEIM, A. (1919—1922): Geologie der Schweiz. Leipzig. — HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns und zur Bodenseegeologie. Jb. St. Gall. Naturw. Ges., 74. Bd. — HUG, J. (1917): Die letzte Eiszeit der Umgebung von Zürich. Vierteljahrschrift der Natf. Ges. Zürich. — JÄCKLI, H. (1951): Morphologische Karte Rohrdorf-Bremgarten. 1:25 000. Herausgegeben von der Geolog. Gesellschaft in Zürich. — JAYET, A. (1946): Les dépôts quaternaires et la théorie des emboitements. Geographica Helvetica, 1/4. — JAYET, A. (1947); Une nouvelle conception des glaciations quaternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoirie. Ecl. geol. helv. Vol. 40. — KNAUER, J. (1938): Über das Alter der Moränen der Zürich-Phase im Linthgletscher-Gebiet. Abh. der Geolog. Landesunt. am Bayer. Oberbergamt. — KNAUER, J. (1954): Über die zeitliche Einordnung der Moränen «Zürich-Phase» im Reußgletschergebiet. Geogr. Helv. Bd. IX, Nr. 2. — KOPP, J. (1945): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Atlasblatt 18, mit Erläuterungen. — KUHN, E. (1946): Ein Pferde-Unterkiefer aus dem Interglazial von Wettingen (Kt. AG). Ecl. geol. helv. Vol. 38. — VON MOOS, A. (1944): Neuere Schotteruntersuchungen in der Schweiz. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. 24, Heft 1/2. — MOSER, S. (1955): Entwurf zu einer geomorphologischen Übersichtskarte 1:200 000. Geogr. Helv. Bd. X, Nr. 2. — MÜHLBERG, F. (1896): Der Boden von Aarau. Sauerländer & Co., Aarau. — MÜHLBERG, F. (1904): Geologische Karte des unteren Aare-, Reuß- und Limmattales, mit Erläuterungen. — MÜHLBERG, F. (1907): Geologische Karte der Umgebung von Aarau, mit Erläuterungen. — MÜHLBERG, F. (1910): Geologische Karte der Umgebung des Hallwilersees und des oberen Suhr- und Wynentales 1:25 000, mit Erläuterungen. — OERTLE, W. (1954): Ein morphologischer Deutungsversuch in der Ostschweiz. Diss. Universität Zürich. — PAVONI, N. (1953): Die rückläufigen Terrassen am Zürichsee und ihre Beziehungen zur Geologie der Molasse. Ecl. geol. helv. Vol. 46. — PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig. — SAXER, F. (1942): Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St. Gallen. Ecl. geol. helv. Vol. 35. — STAUB, R. (1938): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Ecl. geol. helv. Vol. 31. — STEIN, M. (1948): Morphologie des Glattales. Diss. Zürich. — SUTER, H. (1949): Geologie von Zürich, mit geologischer Karte des Kantons Zürich und der Nachbargebiete, 1:150 000. Gebr. Leemann & Co., Zürich. — SUTER, H. (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein. Ecl. geol. helv. Vol. 37. — WELTEN, M. (1944): Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröff. d. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, Heft 21. — ZINGG, Th. (1935): Beitrag zur Schotteranalyse. Schw. Min. Petr. Mitt. Bd. 15, Heft 2.

PROBLÈMES DE L'HISTOIRE GÉOMORPHOLOGIQUE DE LA VALLÉE ARGOVIENNE DE LA REUSS

Au moyen de l'exemple de la vallée argovienne de la Reuss, limitée au sud par la mollasse subalpine et au nord par le Jura plissé, on nous présente l'histoire d'une vallée typique du Plateau, occupée autrefois par les glaciers.

I. L'histoire de nos vallées commence au pliocène, lorsque, dans le bassin mollassique, la sédimentation fut interrompue par l'érosion. Du début du pléistocène jusqu'à maintenant, il y eut, à cinq reprises, une alternance de phases d'érosion et d'accumulation; cette alternance est due à des causes en partie tectoniques, en partie climatiques. La fig. 1 représente schématiquement en fonction du temps les différents creusements et dépôts de gravier, et par une courbe, les changements tectoniques et climatiques qui en furent la cause.

II. J. KNAUER considérait que les moraines de Bremgarten et de Zurich (Geogr. Helv.) dataient du début de la glaciation de Würm et que le glacier wurmien avait passé sur elles. Mais les formes superficielles de ces collines morainiques sont encore partiellement en bon état de conservation (fig. 2) et démentissent cette assertion. On n'a jamais retrouvé de traces de moraines plus jeunes dans les graviers fluvio-glaciaires qui se trouvent directement en aval des moraines frontales de Bremgarten, et les irrégularités de sédimentation de ces graviers ne sont pas une preuve convaincante que le glacier ait passé une fois sur eux. Nous considérons donc, comme jadis, les collines morainiques de Bremgarten et de Zurich comme un stade de recul du glacier à la fin de la glaciation wurmienne.

III. Les formes de surface actuelles sont en majorité très jeunes, c. à. d. postérieures à la glaciation wurmienne, et holocènes. Sur la carte morphologique Rohrdorf-Bremgarten au 1 : 50 000, elles sont divisées en formes glaciaires (vert), formes de dénudation et d'érosion (rouge) et formee d'accumulation (bleu). Cette carte montre clairement que, dans cette région, les pentes de la vallés de la Limmat sont surtout des formes d'érosion et que les formes glaciaires manquent, tandis que, dans la vallée de la Reuss, au contraire, il y a prédominance de collines morainiques de la glaciation wurmienne morphologiquement bien conservées.

HEISSE QUELLEN ALS GESTALTUNGSFAKTOREN DER ISLÄNDISCHEN KULTURLANDSCHAFT

FRITZ BACHMANN

Island bildet den nordwestlichen Angelpunkt des europäischen Raumes. Es ist, nach Großbritannien, die zweitgrößte Insel unseres Kontinents und umfaßt zweieinhalbmal die Fläche der Schweiz (105 000 km²). Von der schottischen Küste liegt Island gegen 1000 km entfernt, vom benachbarten Grönland aber ist es nur noch durch die 300 km breite Dänemarkstraße getrennt.

Was Island hingegen eng an die europäische Landmasse bindet, ist eine ältere Ergußmasse, die von Schottland her als submarine Schwelle gegen Grönland hinüber zieht und die Grenze zwischen dem Atlantischen Ozean und dem Nördlichen Eismeer bildet. Durch Einbruch, Abrasion und Meerestransgression ist diese einstige Landverbindung zwischen alter und neuer Welt im mittleren Miozän mehr und mehr verschwunden. Einzig Island blieb dabei als größere, isolierte Landmasse bestehen. Eine nie wesentlich unterbrochene Folge von heftigen vulkanischen Eruptionen, die bis in die jüngste Gegenwart fortdauert, charakterisiert seine geologische Geschichte. Auf dem Sockel aus dunklen atlantischen Basalten ruhen die jüngern Ergußgesteine, unzählige Lavadecken bildend, zwischen die stellenweise fluviatil und glazial akkumulierte Schichten eingelagert sind. Da Island erst im Jahre 874 n. Chr. von Norwegen aus besiedelt worden ist, erstreckt sich die exakte Beobachtung und Registrierung der Vulkanausbrüche nur über eine verhältnismäßig kurze Zeit. Der Vulkan *Hekla* im südlichen Island, von dem in historischer Zeit 25 Ausbrüche bekannt sind, war 1947 zuletzt in Aktion. Über ein Jahr dauerte damals die Eruption. Die Auswurfsmaterialien erhöhten den 1500 m hohen Kegel um gut 50 m. Augenblicklich aber ruht die effusive Tätigkeit auf der ganzen Insel. Aber die vulkanischen Kräfte wirken im Untergrund latent weiter und äußern sich am eindrücklichsten in der großen Zahl von heißen Quellen, welche das bezeichnendste Merkmal der isländischen Vulkanwelt bilden.

Die nördlichste Landspitze Islands berührt gerade den Polarkreis. Die Hauptmasse der Insel gehört somit der subpolaren Zone an, ist aber infolge ihrer westlichen Lage dem unmittelbaren Einfluß des Golfstromes bereits entrückt. Allerdings umspült noch ein Ausläufer der warmen Strömung im Uhrzeigersinn seine Küste und beeinflußt in beschränktem Maße das Klima. So weist Reykjavik an der Südwestküste ein Januarmittel von —1° C und ein Julimittel von 10° C auf.