

Zeitschrift: Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft
Herausgeber: Aargauische Naturforschende Gesellschaft
Band: 25 (1958)

Artikel: Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau
Autor: Bugmann, Erich
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-172413>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 13.01.2026

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

EISZEITFORMEN IM NORDÖSTLICHEN AARGAU

von *Erich Bugmann*

INHALTSVERZEICHNIS

A. Einleitung

I. Voraussetzungen	5
II. Problemstellung	8
III. Übersicht über das Arbeitsgebiet, geologische Grundlagen	9
IV. Bemerkungen zur Arbeitsmethode	10

B. Glaziale und fluvioglaziale Bildungen

I. Die Größte Vereisung und ihre morphologische Bedeutung	12
II. Fluvioglaziale Ablagerungen	15
III. Schotterterrassen	17
IV. Formen des älteren und mittleren Pleistozäns	19
V. Formen des jüngeren Pleistozäns	26

C. Periglaziale Bildungen

C₁ Löße und eiszeitliche Frostbodenbildungen	36
I. Löße	36
II. Frostkeile	49
III. Kryoturbationen, Frostschutt und Fließerden	50
IV. Die Deckenschotterverstellung bei Mandach	62
C₂ Periglaziale Formrelikte	64
I. Kantenkerben	64
II. Terrassenhangdellen	68
III. Dellen	70
IV. Nichtglazigene Tälchen	71

D. Wechsel glazigener und nichtglazigener Morphogenese (am Beispiel des Surbtals)

I. Besonderheiten der pleistozänen Talgeschichte des Surbtals . .	75
II. Würmzeitliche glazigene und nichtglazigene Bildungen	79
III. Die Mammutfunde von Niederweningen	84

E. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußbetrachtungen

I. Beiträge zum Problem der diluvialen Akkumulation und Erosion	85
II. Beiträge zur Pleistozäncronologie	88

A. Einleitung

I. Voraussetzungen

Die grundlegenden Arbeiten von PENCK und BRÜCKNER (1905) waren jahrzehntelang richtungweisend für die Eiszeitforschung im schweizerischen Alpenvorland. Pencks überzeugend abgeleitete fundamentale Theorien (glaziale Serie, Vierzahl der Eiszeiten, glaziale Akkumulation und interglaziale Erosion) hatten bahnbrechend gewirkt. Sie wurden lange Zeit als absolut gültig aufgefaßt und beherrschten das wissenschaftliche Denken in der Schweiz, um so mehr, als um die Jahrhundertwende mehrere große Arbeiten das Pencksche Gedankengut bestätigten. MÜHLBERG hatte bereits 1905 im untersten Aare-, Reuß- und Limmattal pleistozäne Ablagerungen (entsprechend dem Penckschen Schema) nebst einem Schotter festgestellt, welchen er einer 5. Eiszeit zwischen Riß und Würm zuordnete (Schotter der größten Eiszeit). Durch BLOESCH (1910) wurden Moränen und Schotter dieser größten Eiszeit weiter untersucht und beschrieben. FREI (1912) brachte schließlich eine Deckenschottermonographie heraus, welche die Penckschen Grundgedanken für das ältere Diluvium prächtig bestätigte. Das für die Schweiz umfassende Werk von HEIM (1916 bis 1919) schien die wesentlichen Eiszeitprobleme endgültig und souverän einzuordnen. 1928 und 1934 rückte WEBER durch seine Arbeiten in Töß- und Glattal die Bedeutung von Hebungsvorgängen für den pleistozänen Akkumulations- und Erosionswechsel in den Vordergrund. Er kartierte einen Mittelterrassen-schotter, dessen Bildung er zwischen Hochterrassen- und Niederterrassenschotter stellte. In der Schweiz konzentrierte sich darauf bis in die neueste Zeit die geologische und geomorphologische Pleistozänforschung einerseits auf den innermoränenischen Bereich (Flückiger, Streiff-Becker, Annaheim, R. Staub, Heß), andererseits auf die fluvioglazialen Schotter. Diese wurden im Gebiet des Kantons Zürich besonders durch SUTER (1939, 1944) bearbeitet. Suter gliederte die Schotter seines Gebietes in fünf Niveaus unter terminologischer Anlehnung an WEBER. Er unterteilte die Riß-Eiszeit in Riß I und Riß II. Letzterem ordnete er die größte Vereisung zu. Die Würm-Endmoränen wurden, den Penckschen Rückzugstadien entsprechend,

als Killwangen-, Schlieren- und Zürichstadien bezeichnet. Die Terminologie von Suter ist für Schweizer Verhältnisse verbindlich in inländische und ausländische Literatur eingegangen. Das Gedanken-gut, das ihr zugrunde liegt, erschien in der Schweiz lange Zeit ebenso unumstößlich und gesichert wie die Penckschen Grundprinzipien.

Bereits in den dreißiger Jahren begannen sich neue Wege in der deutschen Eiszeitforschung abzuzeichnen, welche eine stark klimatisch ausgerichtete Ergründung der pleistozänen Geschehnisse in den Mittelpunkt stellten. In zahlreichen geomorphologischen Untersuchungen im ehemals nicht vereisten Mitteleuropa wurden eiszeitlich periglaziale Formrelikte nachgewiesen: SELZER, SOERGEL (1936), STEEGER, BÜDEL, WEINBERGER, TROLL (1944). Durch Vergleich dieser Formen mit rezenten subnivalen (TROLL 1944, 1948, BÜDEL 1948, SOERGEL 1936), durch Korrelation mit rezenten und eiszeitlichen Vegetations- und Schneegrenzen und unter Anwendung des Aktualitätsprinzips im morphologischen, klimatologischen und biotopen Sinne konnten eiszeitliche Klima- und Vegetationsverhältnisse rekonstruiert werden (FLOHN 1953, BÜDEL 1951, 1954, POSER 1948, 1950, 1951, KLUTE 1951). Die deutschen Geologen und Geographen arbeiteten bis in die letzten Jahre im wesentlichen in drei Richtungen: 1. Untersuchungen im *Periglazial* (Exponenten BÜDEL und POSER), 2. *klimatisch bedingte Erosion und Akkumulation* (SCHAEFER, RATH-JENS, GRAUL, KNAUER), 3. Untersuchung und Datierung der *Würm-Moränen* (TROLL, KNAUER). Die deutsche Diluvialgeologie hat in diesen drei Arbeitsrichtungen eine reiche Literatur mit teilweise bestechenden Resultaten hervorgebracht und manche Probleme aufgerollt. Es wurden jedoch in der Fülle der geschaffenen Arbeiten viele Mißverständnisse und manche Verwirrung gestiftet. Denken wir nur an die Riß-Würm-Gliederungen, die noch lange nicht auf einen Nenner gebracht werden können, weil in ihnen «oft ein und derselbe Begriff für mehrere verschiedenartige Dinge verwendet wird» (BÜDEL 1953).

Es ist begreiflich, daß die Resultate der neueren deutschen Forschung deshalb nur recht zögernd mit schweizerischen Verhältnissen in Beziehung gebracht werden. Die Deutung der schweizerischen Würm-Moränen durch KNAUER (1954) jedoch vermochte einige schweizerische Morphologen (BÖGLI, MOSER 1955, JÄCKLI 1956) zu einer Stellungnahme zu veranlassen.

Nachdem schon 1948 STEIN und 1954 wiederum OERTLE die Bedeutung morphologischer Methoden für die Untersuchung pleistozäner Formen hervorgehoben haben, sollten die Probleme der schweizerischen Diluvialgeologie vermehrt von der morphologischen und klimatisch-morphologischen Seite angepackt werden.

FURRER (1954, 1955) hat rezente Strukturbodenformen in den Schweizer Alpen nachweisen können. 1955 publizierte er Frostbodenerscheinungen aus ehemals nichtvergletscherten Gebieten der Schweiz, die aber kritische Betrachter nicht zu überzeugen vermochten, weil ein Teil dieser Bildungen in der Peripherie der würmzeitlichen Jungmoränen auch als moräische Erscheinungen aufgefaßt werden könnte.

Nach dem Stand der allgemeinen Pleistozänforschung und den speziellen schweizerischen Kenntnissen dürfen für die Problemstellung folgende Voraussetzungen gemacht werden:

1. *Das Klima der Eiszeiten, insbesondere der Würm-Eiszeit, war kälter als das heutige Klima.*

Für dieses Faktum stehen nicht nur die meisten der zitierten deutschen Arbeiten ein. Es wurde auch von archäologischer Seite bestätigt (BANDI 1944) durch den Nachweis, daß die Rentiere noch im Magdalénien von der Schweiz im Winter in die Dordogne gewandert sind, ohne daß die Jäger folgten. In der Schweiz wurden nämlich bis jetzt nur Sommergeweihe gefunden, in der Dordogne nur abgestoßene Geweihe. Knochen neugeborener Rentiere fand man nur in der Schweiz (Geburt April bis Juni). Gründe für diese Wanderungen waren wohl (wie in den vergleichsweise beigezogenen Verhältnissen im heutigen Kanada) große Winterkälte und Futtermangel in der Schweiz, sommerliche Mückenplage in der Dordogne.

2. *Klimabedingte großflächige Erosion und Akkumulation fallen in die Glazialzeiten. Interglazialzeiten sind Perioden der Ruhe und Stabilisation, der linearen und lokalen Tiefenerosion.*

Die Belege für diese Annahme werden durch alle neueren deutschen Arbeiten dermaßen überzeugend geliefert, daß die alte Pencksche Ansicht von der glazialen Akkumulation und der interglazialen Erosion auch in der Schweiz fallen gelassen werden

muß. Eine kurze Überlegung möge bekräftigen, daß dies mit Recht geschieht:

Das Pflanzenkleid des Interglazials entspricht dem heutigen (LÜDI 1953). Die Niederschläge werden zu einem wesentlichen Teil durch die Vegetation gebunden und verursachen einen Ausgleich in der jährlichen Abflußkurve. Der Abtrag durch das fließende Wasser wird durch die schützende Vegetationsdecke gehemmt. Die Vegetation des Glazials war bei uns eine baumfreie Tundra (LÜDI 1953), durch welche der Bodenabtrag unwesentlich gehemmt wurde. Die geringeren Niederschläge bewirkten periodische Hochfluten, deren größte die der frühsommerlichen Schneeschmelzen war. – Die klima-morphologischen Vorgänge des Glazials sind also aus zwei Gründen intensiver als jene des Interglazials.

3. Das Pleistozän war eine Periode mehr oder weniger stetiger Heraushebung im schweizerischen Alpenvorland.

Die tertiären Molasseablagerungen (marin- bis limnisch-lakuster) wurden seit ihrer Akkumulation im Gebiet des NE-Aargaus auf rund 500 bis 600 m Höhe gehoben, ebenso der spätmiozäne Ur-donau-Uraare-Lauf (AMSLER 1922). Die im Pleistozän akkumulierten Schotter liegen im selben Gebiet in Höhen von 640 m bis 320 m. Daraus resultiert die kaum je ernstlich angezweifelte Auffassung:

4. Im allgemeinen sind höher liegende pleistozäne Schotter die älteren, tiefer liegende die jüngeren.

II. Problemstellung

Ausgehend von obigen Voraussetzungen soll nun die vorliegende Arbeit ein Gebiet des schweizerischen Alpenvorlandes, dessen pleistozäne Ablagerungen bereits mehrfach geologisch untersucht und kartiert worden sind, mit *vorwiegend morphologischen Methoden* neu zur Darstellung bringen. Das Arbeitsgebiet liegt ganz im extramoränenischen Würmbereich. Es wurde durch die größte Eiszeit überfahren und weist einen für schweizerische Verhältnisse großen Reichtum an pleistozänen Schotterfeldern, Löß- und Altmoränenvorkommen auf.

Die Darstellung erfolgt auf der Basis einer morphologischen Detailkartierung und hat als Ziel, z. T. in logischer Konsequenz der bei der einleitenden Literaturübersicht geäußerten Gedanken, die Herausarbeitung und Lösung folgender zentraler Probleme:

- *Beschreibung, Erklärung und Gliederung glazialer und fluvioglazialer Bildungen,*
- *Beschreibung periglazialer Formrelikte und periglazialer Frostbodenbildungen,*
- *Verknüpfung glazigener und nichtglazigener eiszeitlicher Bildungen.*

Allgemeine Talgeschichte und Altpleistozänmorphogenese gehören nicht in den Problemkreis, sie werden höchstens gelegentlich gestreift, desgleichen Probleme nacheiszeitlicher Bildungen.

Der Schwerpunkt der Bearbeitung wird auf Bildungen des mittleren und jüngeren Pleistozäns gelegt. Ziel der Arbeit ist einerseits eine Stellungnahme zu bestehenden Auffassungen, andererseits die Gewinnung neuer Kriterien und Anschauungen für die Gliederung des schweizerischen Pleistozäns.

III. Übersicht über das Arbeitsgebiet, geologische Grundlagen

Das Arbeitsgebiet umfaßt den nordöstlichen Aargau zwischen Fricktal, Brugg, Lägern und Rhein mit dem untersten Limmat- und Aaretal, dem Surbtal und dem östlichen aargauischen Rheintal.

Eine umfassende und vollständige geologische Kartierung in einem großen Maßstab existiert nicht. Es standen jedoch verschiedene Detailkartierungen von Teilgebieten zur Verfügung: MOESCH (1867), MÜHLBERG (1901, 1905), BRÄNDLIN (1911), FREI (1912), BADER (1925). Diese sind zusammengefaßt und nach neueren Arbeiten ergänzt in der Übersichtskarte von SUTER (1939).

Das Untersuchungsgebiet gehört zum östlichen Aargauer Tafeljura, dessen triadische bis jurassische Sedimente als kompakte Schichttafel 3 bis 7° nach SE eingefallen, auf welche am Südrand die zerbrochene Lägernantiklinale aufgeschoben ist. Das gleichmäßige Fallen des Tafeljuras wird gestört durch mehr oder weniger WSW-ENE streichende Antikinalen und Flexuren im Surbtal (BRANDENBERGER 1925), durch Mandacher Aufschiebung, Siggenthaler Anti-

klinale und Endinger Flexur (AMSLER 1915, 1922, 1927), welche zeitlich mit der Lägernfaltung zu koordinieren sind. Westlich der Aare finden sich eine ganze Anzahl N-S verlaufender kleinerer Brüche, die z. T. vermutlich sehr jung sind, spättertiär bis fröhildiluvial (BRÄNDLIN, AMSLER). Es ist also mit pleistozänen tektonischen Vorgängen zu rechnen, die sich mehr auf die Kleinmorphologie ausgewirkt haben könnten, wenn auch in recht beschränktem Umfange.

Im Dreieck zwischen Lägern, Mellikon im Rheintal und Bruggerberg dominiert die Molasse die Talfanken, die Bergrücken sind mit flachen Deckenschotterkappen bedeckt. In diesem Gebiet sind ähnliche Voraussetzungen für die Talbildung geschaffen wie etwa im Raume Villigen–Böttstein oder Tegerfelden–Rekingen–Zurzach, wo die Talhänge aus weichen Effingermergeln bestehen und – wenigstens teilweise – oben durch harte Wangenerkalke abgedeckt sind. Die Geländeformen dieser Gebiete sind entsprechend unruhig gegenüber den ausgedehnten diluvialen Schotterflächen, welche die Flußtäler begleiten oder als Deckenschotterkappen die Höhen bedecken (siehe Morphologische Karten).

IV. Bemerkungen zur Arbeitsmethode

Die Bearbeitung des Gebietes erfolgte unter Verwendung der zitierten geologischen Kartierungen und der Arbeit von VOSSELER (1925), aufbauend auf eigenen Feldbegehungen und Kartierungen in den Jahren 1951 bis 1953, sowie durch erneute und erweiterte systematische Feldaufnahmen in den Jahren 1954 und 1955. Als Feldkarten wurden Siegfried-Blätter und Teile des 1955 erschienenen Blattes Baden der Neuen Landeskarte in Verbindung mit Grundbuchübersichtsplänen 1:5000 für Detailaufnahmen verwendet. Die Feldkartierung wurde, kombiniert mit stereoskopischer Auswertung der neuesten Luftaufnahmenserien 1:20000, auf die Blätter Baden und Zurzach der Landeskarte 1:25000 übertragen. Im Text zitierte Höhenzahlen und Flurnamen entsprechen durchwegs denen der Landeskarte 1:25000. Die Legende wurde gemeinsam mit MOSER und LEEMANN, die in Nachbargebieten arbeiten, nach Richtlinien der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft geschaffen. Es gelangen in erster Linie *Formelemente* zur Darstellung, doch sind sie so gehalten, daß ihre Zusammengehörigkeit zu *Formtypen* (z. B.

Terrassenkomplexe!) aus der Karte leicht ersichtlich bleibt. *Akkumulations- und Erosionsformen* sind in Anlehnung an die Kartierung von JÄCKLI (1956) mit zwei verschiedenen Farben (grün, rot) dargestellt. Durch verschiedenartige Schraffuren von Schotterfeldern können mit der Karte auch *genetische Zusammenhänge* aufgezeigt werden.

Auf das Festhalten *anthropogener Formen* verzichten wir im Sinne der Beschränkung, Vereinfachung und besseren Lesbarkeit des Kartentinhaltes. Diese Vernachlässigung ist um so mehr zu rechtfertigen, als unsere neueren topographischen Karten ja an und für sich schon viel anthropogene Formen enthalten.

Schon bei der Darstellung im Maßstab 1:25000 sind gewisse Generalisierungen erforderlich. So mußten z. B. kleine und kleinste Terrassenränder vernachlässigt werden. Da grundsätzlich Formen dargestellt werden sollen, wurden Ablagerungen wie Moränen nur dann eingezeichnet, wenn sie sich morphologisch ausprägen. Die vorliegende Karte stellt einen Versuch dar, mit dem Erfahrungen für die Festlegung einer endgültigen Legende für morphologische Jura-Mittelland-Kartierungen gewonnen werden sollen.

Löße und Frostbodenbildungen wurden sedimentpetrographisch analysiert im Laboratorium des Geobotanischen Institutes Rübel in Zürich. Von jeder Bodenprobe wurde ein Volumen von 500 cm³ entnommen. Die enthaltenen Mollusken wurden durch L. FORCART bestimmt. Sie sind archiviert z. T. im Naturhistorischen Museum Basel und zum kleineren Teil im Geographischen Institut der Universität Zürich.

B. Glaziale und fluvioglaziale Bildungen

I. Die Größte Vereisung und ihre morphologische Bedeutung

Die *Größte Vereisung oder Größte Eiszeit* überfuhr im Mittelpleistozän das ganze Mittelland, bedeckte Teile des Juras bis in Höhen von 800 m mit Eis und lagerte ihre Endmoränen im Gebiete von Möhlin und am Südhang des Schwarzwaldes ab. Sie wird zeitlich ins Riß eingeordnet und als Riß-II-Eiszeit (SUTER) bezeichnet. Ihre Moränen und Erratika, die im Untersuchungsgebiet weit verbreitet sind, wurden von MÜHLBERG, DU PASQUIER, BLOESCH, BRÜCKNER und BADER beschrieben. Es darf ohne Übertreibung gesagt werden, daß mit Ausnahme der jüngeren Pleistozänschotter fast das ganze Untersuchungsgebiet mit *Moränenmaterial* der Größten Vereisung bedeckt ist. Dabei handelt es sich vorwiegend um *lettige Grundmoräne*; nur vereinzelt sind *stark verwischte Moränenwälle* im Gelände noch als Formen zu erkennen, wie z. B. Tobel E Kirchdorf, Gweslig N Mellstorf, Riedbuck E Rümikon, Tribel SW Tegerfelden, Lohr S Etzwil. Oft verraten Aufschlüsse Moränenvorkommen von bedeutender Mächtigkeit, wie etwa Hönger N Klingnau (24)*, Fäsenacher SE Leibstadt (4)*.

Die Moränen der Größten Eiszeit finden sich auch *an der Basis der Niederterrassenschotter*. Dieses Lagerungsverhältnis ist sehr schön aufgeschlossen am rechten Aareufer beim Bezaukanal-Einlauf (29)*, wo kiesig-lehmige Grundmoräne über Lias und Opalinuston unter Niederterrassenschottern liegt. Aus dieser Lagebeziehung hat schon MÜHLBERG erkannt, daß die Rißvereisung ein bedeutendes Relief vorgefunden haben muß, daß ihr also eine Erosionsphase vorausgegangen war. Wir müssen aber zugleich festhalten, daß hier ein jüngerer Schotter über einer Moräne einer älteren Eiszeit liegt (ohne deutlichen Hiatus, ohne Verwitterungsprofil!). Wir dürfen demnach nicht jede Moräne, die an der Basis eines Schotters liegt, mit diesem Schotter zeitlich gleichsetzen, denn sie könnte einer älteren Eiszeit angehören.

* Die Zahlen in Klammern bezeichnen die Nummern der in der Morphologischen Karte eingetragenen Aufschlüsse; 1 bis 40 auf Blatt Zurzach, 41 bis 70 auf Blatt Baden.

MÜHLBERG beschreibt *Schotter der Größten Eiszeit*, die er auffaßt als gletschernahe fluvioglaziale Schüttung, welche oft übergeht in moränenartiges Material. Ablagerungen dieser Art finden sich: an den Talrändern des Guntenbachtals zwischen Mandach und Hetten-schwil (7, 8, 9, 10, 11), im Gebiet W Böttstein (12, 13), auf Herten-stein (53), NW Nußbaumen (56), auf Belchen und Gweslig (38, 38a) und im Surbtal (33, 42, 43, 47, 48, 50).

Die Schotter der Größten Eiszeit finden sich stets als reliktische Vorkommen an Talrändern und in Seitentälchen. Da sie sowohl unter dem Niveau der älteren Hochterrassenschotter als auch wesent-lich höher als diese liegen können, dürfen sie nicht als Mittelterrassenschotter bezeichnet werden. Sie nehmen infolge ihrer recht unter-schiedlichen Höhen eine besondere Stellung unter den pleistozänen Schottern des Gebietes ein.

Die Schotter der Größten Eiszeit im Surbtal werden im Anzimoos und im Schöntal durch Moränen überlagert. Wie wir später genauer nachweisen werden, handelt es sich (im Surbtal zumindest) um *Vor-rückungsschotter* der Größten Vereisung. Andernorts müssen sie als gletschernahe Schüttungen (z. B. glaziale Randschotter, weit über dem damaligen Talniveau) ganz im Sinne von MÜHLBERG aufgefaßt werden.

Die hinter dem Bruggerberg vorstoßenden Eisstirnen der Größten Eiszeit müssen im Gebiet von Rüfenach-Rein ein erosiv geglieder-tes Schotterterrassenrelief vorgefunden haben. Bei Hinterrein wurde eine verkittete HT-Schottertafel von über 10 m Mächtigkeit im Sinne einer «*Stauchmoräne*» auf einen HT-Erosionsrand aufge-schoben.

Der Größten Vereisung kommt für die morphologische Gliederung eine zentrale Bedeutung zu. Sie scheidet sauber alle älteren Formen, die sie morphologisch überarbeitet hat (Glazialabrasion, Moränen-akkumulation), von den jüngeren frischen Formen. Dies gilt beson-ders für die Formen der pleistozänen Schotterterrassen, die sich nach folgenden Merkmalen deutlich unterscheiden lassen (siehe auch Fig. 2 und Abb. 1).

Älter als Größte Eiszeit: Terrassenflächen unruhig, gewellt, oft mit mehr oder weniger Löß- und Grundmoräne bedeckt. – Terrassen-kanten unscharf, stark abgerundet.

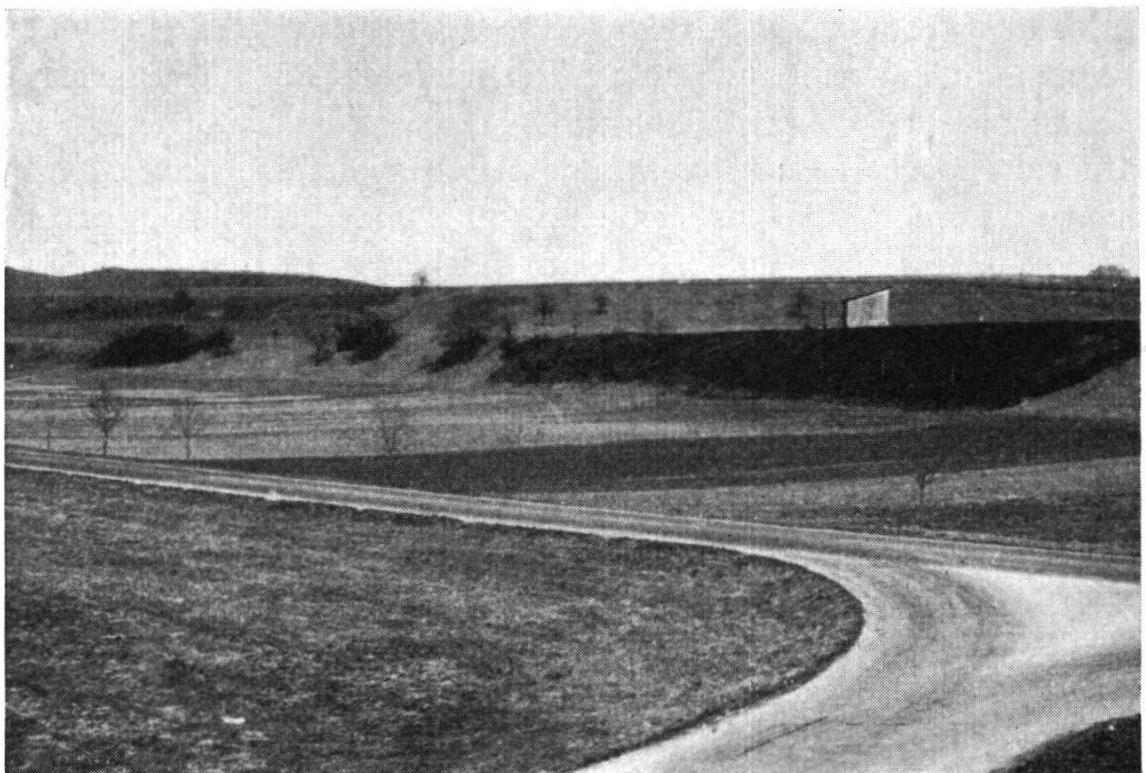


Abb. 1. Formen von Niederterrasse und Hochterrasse im Vorhard S Döttingen
Niederterrasse: vorne Erosionsfläche, angebrannter Terrassenhang mit scharfer oberer Terrassenkante, Akkumulationsfläche mit Holzhäuschen. – Hochterrasse: hinter dem Häuschen Terrassenhang (mit gerundeter Kante, an der links kleine Hangdellen liegen) der Erosionsfläche Geißenloo. Mitte bis rechts im Hintergrund ist schwach angedeutet die Akkumulationsfläche (mit Waldkulisse) Schüracker-Ruckfeld

Jünger als Größte Eiszeit: Terrassenflächen eben, Terrassenkanten scharf, nie Altmoränen, in der Regel keine Lößbedeckung *.

Wenn auf diese Weise die morphologische Überarbeitung sehr wertvolle Indizien für die praktische Feldarbeit liefert, erschwert sie andererseits gerade dadurch die Korrelation gleichaltriger Schotter mit Höhenvergleichen. Wir werden später sehen, daß infolge der starken morphologischen Bearbeitung Schotterformen, die älter sind als die Größte Vereisung, sich oft nur mit den allergrößten Schwierigkeiten einordnen lassen.

Schließlich dürfen wir uns doch auch noch Gedanken machen darüber, daß die Moränen der Größten Eiszeit ihre ursprünglichen Formen fast vollständig verloren haben, während die Moränen der

* Diskussion dieses Kriteriums in Abschnitt E, Seite 86.

Würm-Eiszeit im schweizerischen Mittelland noch auffällig frisch sind. Die morphologischen Vorgänge des Postglazials vermochten offenbar die Würm-Moränen nicht zu zerstören. Wann wurden dann die Moränen der Größten Eiszeit im wesentlichen zerstört? Interglazialzeiten kommen dafür wegen des dem Postglazial ähnlichen Klimas wohl kaum in Betracht. Also müssen während der der größten Eiszeit folgenden Kaltzeit, der Würm-Eiszeit, klima-morphologische Bedingungen bestanden haben, welche die Altmoränen wirksam flächenhaft abzutragen vermochten. Später werden wir auf diese Bedingungen und die ihnen entsprechenden morphologischen Vorgänge zu sprechen kommen. In dieser Formmetamorphose der Altmoränen erkennen wir ein Indiz, das die Voraussetzung 3 erneut bekräftigt.

II. Fluvioglaziale Ablagerungen

Die pleistozänen fluvioglazialen Schotter können mit *geologisch-stratigraphischen Methoden* bis zu einem gewissen Grade erklärt und datiert werden.

Die *Genese* der Schotter geht hervor aus der Größe der Gerölle, aus ihrer Zurundung und aus den Verbandsverhältnissen. Kleine, gut gerundete Gerölle wurden nach langer fluviatiler Transportstrecke akkumuliert, also weit weg vom Gletscher, große und schlecht gerundete Gerölle in Gletschernähe. Aus den Verbands- und Lagerungsverhältnissen können weitere Schlüsse gezogen werden (z. B. bei Deltaschichtung Auffüllungen von Altwässern usw.). Von unten nach oben zunehmende Geröllgröße und gleichzeitig schlechter werdende Zurundung sind Indizien für einen *Vorrückungsschotter*, während sich für einen *Rückschmelzschotter* die umgekehrten Verhältnisse zeigen sollten.

Die *Datierung* der Schotter erfolgt auch in der neueren Literatur noch gelegentlich durch Angabe des *Verhärtungsgrades*. Wohl ist derselbe eine Funktion der Zeit, so daß ältere Schotter stärkere Verkittung zeigen könnten. Er ist aber auch abhängig von den Lagerungsverhältnissen. So zeigen Terrassenhänge in ältesten wie in jüngsten Schottern dieselbe zementartige Verkittung, welche für die Anlage von Kiesgruben zuerst weggesprengt werden muß. Nachher trifft man in der Niederterrasse meist den geschätzten lockeren Kies. Eine

ausschließliche Beurteilung des Verhärtungsgrades müßte also zu falschen Schlüssen führen.

In den Deckenschottern kommen gelegentlich ausgewitterte, sogenannte «*hohle*» *Gerölle* vor. Wir finden sie nirgends in der Niederterrasse; sie können aber auch in den Deckenschottern fehlen. Also sind auch sie kein eindeutiges Indiz.

Ein bestimmter *Geröllgehalt*, wie ihn FREI (1912) für die Deckenschotter herausgearbeitet hat, kann für Schotter bestimmten Alters typisch sein. Leider sind in dem durch Frei bearbeiteten Gebiet bis jetzt für die jüngeren quartären Schotter keine ähnlichen Bearbeitungen erfolgt.

Der *Fossiliengehalt* unserer Schotter ist sehr gering. Zudem ist bei Fossilien immer mit der Möglichkeit von mehrfachen Verschwemmungen zu rechnen. Es gibt Schotter, welche Holz oder Schieferkohlen enthalten. Die Bestimmung von Holz mit der C-14-Methode kommt für die Einschlüsse in unseren eiszeitlichen Schottern nicht in Frage, weil wegen des großen Alters die Genauigkeit bei dieser Methode nicht mehr ausreicht. Es ist jedoch bestimmt falsch, das Führen von Schieferkohlen nur einem Schotter zuzusprechen und alle schieferkohleführenden Schotter als gleichaltrig zu erklären (SUTER 1939).

Schotter lassen sich nach ihrem Alter unterscheiden durch *direkte Kontakte im Hangenden und Liegenden*, besonders dann, wenn Schotter unter sich oder mit Moränen durch *Verwitterungshorizonte* oder doch *scharfen Hiatus* getrennt sind. Es können auch aus *Tiefe und Charakter des einen Schotter überdeckenden Verwitterungsprofiles* Schlüsse auf das Alter eines Schotters gezogen werden, sofern seine Oberfläche absolut horizontal liegt und nicht durch fremde Akkumulationen überdeckt werden konnte.

Für eine Beurteilung der Schotter mit geologischen Methoden kam in der vorliegenden Arbeit eigentlich nur die letzte Möglichkeit zur Anwendung. Es wurde dabei erkannt, daß ältere Schotter ein tieferes Verwitterungsprofil aufweisen, das aber 2 m kaum übersteigt, während es bei den jüngeren Schottern zwischen 1 m und 30 cm schwanken kann. Die Verwitterungsprofile älterer Schotter zeigen meist Anzeichen starker physikalischer Verwitterung, während sie bei den jüngeren Schottern fast fehlen. Ältere und jüngere Schotter sind chemisch verwittert an ihrer Oberfläche.

III. Schotterterrassen

Die nachfolgenden begrifflichen Klarstellungen sind beeinflußt durch die Gedankengänge einer Diskussionsreihe am Geographischen Institut der Universität Zürich über den allgemeinen Terrassenbegriff. Diese Diskussionen gaben Anlaß zur Publikation von BOESCH (1956). Es finden sich deshalb hier wie dort ähnliche Formulierungen, auch wenn sie in der vorliegenden Arbeit sich speziell auf Schotterterrassen beziehen.

Schotterterrasse ist ein *Formbegriff*, mit dem eine in Schottern eingeschnittene Terrasse bezeichnet wird. – *Terrassenschotter* ist ein *Materialbegriff*, der verwendet wird, um das Schottermaterial von Terrassen näher zu bezeichnen (Hochterrassenschotter z. B.). Leider werden diese beiden Begriffe immer und immer wieder verwechselt, besonders in der geologischen Literatur. Mit dem Wort *Niederterrasse* meint man einerseits das Material, anderseits auch die Form, und bezeichnet beides als gleich alt. Für die morphogenetische Analyse ist eine begrifflich saubere Ausdrucksweise Grundbedingung.

Eine Schotterterrasse besteht aus drei linearen Elementen und drei Flächenelementen (Fig. 1).

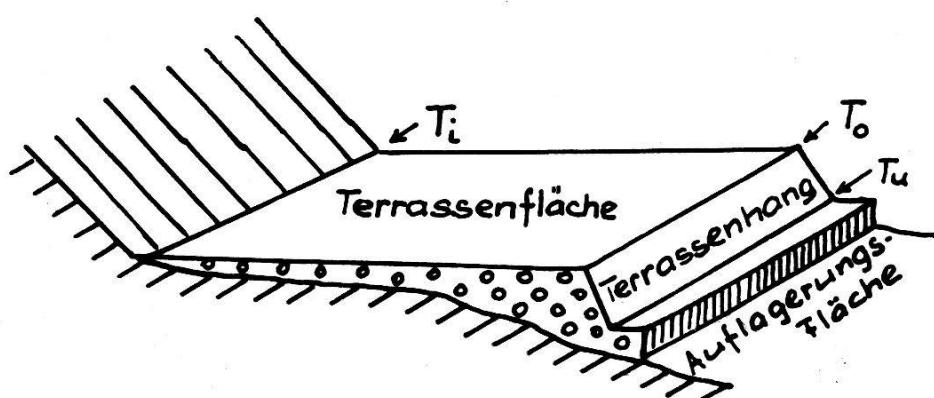


Fig. 1. Die Formelemente einer Schotterterrasse

Flächenelemente: 1. Terrassenfläche, 2. Terrassenhang, 3. Auflagerungsfläche (Schottersohle); *lineare Elemente*: 1. innerer Terrassenrand (T_i), 2. obere Terrassenkante (T_o), 3. untere Terrassenkante (T_u)

In Spezialfällen verlaufen untere Terrassenkante und innerer Terrassenrand in der Ebene der Auflagerungsfläche, für den Allge-

meinfall dürfen wir dies jedoch nicht voraussetzen; d. h. aus der Kenntnis der unteren Terrassenkante dürfen wir nicht auf die Schottersohle schließen. Dies ist nur angebracht, wenn die Schottersohle als Auflagerungsfläche aufgeschlossen ist.

Die untere Terrassenkante ist für Korrelationen von gleichaltrig vermuteten Terrassen nicht verwendbar, die Auflagerungsfläche nur dann, wenn sie ideal eben angenommen wird (Kastentalprofil) und vorzüglich aufgeschlossen ist. Aus der Auflagerungsfläche allein kann man jedoch nur Schlüsse für das Alter des Schotters ziehen, die Beurteilung des Alters der zugehörigen Terrassen bedarf des Beizuges von Formkriterien.

Während bei geologischen Beschreibungen oft das Alter der Schotterterrassen gleichgesetzt wird dem Alter des Materials, die Form also mit dem Material datiert wird, ist für morphologische Untersuchungen Alter von Material und Form genau auseinanderzuhalten. Dies kann nur geschehen bei sauberer und konsequenter Begriffsbildung (Fig. 2).

Der Primärvorgang der Terrassenbildung ist die Aufschotterung. Sie schafft eine *Akkumulationsfläche* (A), welche *gleich alt* ist wie das (gleichzeitig!) aufgeschotterte Material.

Die Schotterterrasse als Form wird jedoch erst durch den nachfolgenden Erosionsvorgang geschaffen, welcher *Terrassenhänge* und *Erosionsflächen* (E) anlegt, die *jünger* sind als das Schottermaterial.

Die erosive Bildung der Terrassenhänge ist eigentlich entscheidend für das Alter einer Terrasse. Terrassenhänge sind jedoch häufiger Formmetamorphose unterworfen, während die Terrassenfläche ein Formelement ist, das sich über große Zeiträume unverändert erhalten kann. Zudem sind die *Terrassenflächen* größtmäßig in die Augen springender und *für Datierungen in größeren Zusammenhängen relevanter als die Terrassenhänge*. Sie werden deshalb zweckmäßig in diesem Sinne verwendet, während Terrassenhänge für Datierungen in zeitlich und räumlich kleinen Spezialfällen von Interesse sein können.

Wesentlich ist weiter die Unterscheidung von *Akkumulations- und Erosionsflächen*. Es geht nicht an, Terrassenflächen nur auf Grund ihrer Höhenlage oder nur auf Grund eines bestimmten Schottergehaltes als Akkumulationsflächen zu bezeichnen und zu korrelieren.

Eine Erklärung von Terrassenflächen hat unter sorgfältiger Anwendung aller möglichen geologischen und morphologischen Methoden zu erfolgen. Unter ersteren sei vor allem die Festlegung von *Kontakten an den inneren Terrassenrändern* hervorgehoben (Fig. 4, Seite 31).

Vergleiche von *Auflagerungsflächen* und *Schotteroberkanten* dürfen nicht die einzigen morphologischen Methoden bleiben. Wichtig für die Beurteilung des Alters von Terrassenflächen sind die *Formunterschiede* im Sinne von vorhandener oder fehlender Überarbeitung. Dieses letzte Kriterium ist besonders wichtig für die Abgrenzung der frischen Formen der Würm-Schotterterrassen von den stark überarbeiteten älteren Schotterformen (Fig. 2).

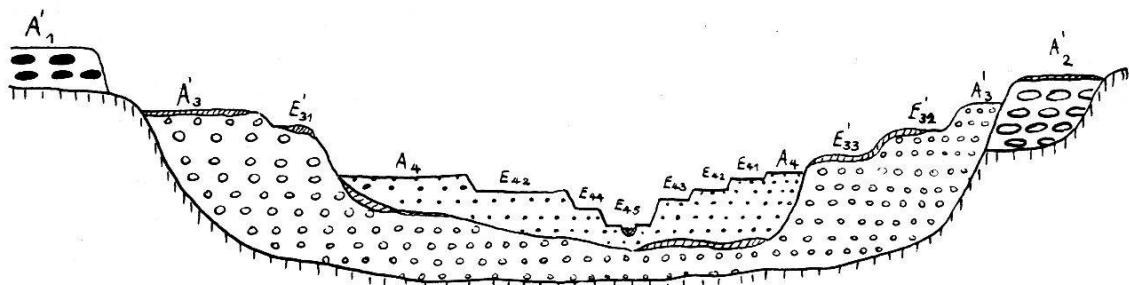


Fig. 2. Altersbeziehungen zwischen Terrassenschottern, Akkumulations- und Erosionsflächen

A' 1 bis E' 33: Morphologisch überarbeitete Terrassenformen (z. T. mit Moränenbedeckung). A 4 bis E 45: Frische Terrassenformen. Die Akkumulationsflächen sind gleich alt wie das Material. Die Terrassenhänge und die Erosionsflächen sind jünger als das Material

Bei den älteren Terrassen kann die Formmetamorphose so bedeutend sein, daß Altersbestimmungen der Terrassenflächen äußerst stark erschwert sind.

IV. Formen des älteren und mittleren Pleistozäns

Darunter seien Formen verstanden, welche im wesentlichen geschaffen wurden *vor der Größten Vereisung*, die also die bereits unter I aufgeführten morphologischen Merkmale aufweisen:

1. Formen in Schottern

Bei den in der Schweiz vor der Größten Vereisung abgelagerten und bis jetzt beschriebenen Schottern handelt es sich um die nachstehenden:

Älterer Deckenschotter (DSI) – Günz-Eiszeit
 Jüngerer Deckenschotter (DSII) – Mindel-Eiszeit
 Hochterrassenschotter (HT) – Riß-I-Eiszeit
 Mittelterrassenschotter (MT) – Riß-II-Eiszeit (Größte Vereisung)

Die Gliederung der beiden ältesten pleistozänen Schotter wurde durch FREI (1912) für die ganze Nordschweiz durchgeführt. Ein Teil der nachstehend aufgeführten Zahlen ist seiner Arbeit entnommen und auf die Höhenkoten der Neuen Landeskarte reduziert.

Oberkanten und Auflagerungsflächen der Deckenschotter

Lokalität	DS I Ober- kante m	Auf- lagerungs- fläche m	DS II Ober- kante m	Auf- lagerungs- fläche m	Lokalität
Schleiniker					
Platten	640–630	598			
Buechstock . .	610–600	560			
Hörndlibuck .	584	560	530–500	490–470	Belchen-Tüfenen
Egg					
(Schneisingen) .	600	585			
Himmelrich .	595	585			
Vogelsang . .	585	573–560			
Spornegg					
(Baldingen) . .	567	562–500			
Im Berg	532	500			
Mühlebach . .	564	545			
Güggehübuck .	550	510			
Siggenberg-Dürn	620*	560–540	520	440–430	Bruggerberg
Langenloo-Stutz	590*–570	550–530	515–500	512–420	Siggenberg/ Iberig
Mandach/ Leibstadt	550*–530	550–490	485	480–430	Firsthalde
Zurzacher					
Hörndl	520	505	500–460	440–400	Mandach- Leibstadt
Achenberg . .	520	520–500	500		Achenberg

* Starke Moränenbedeckung.

Die Deckenschotter bedecken im E-Teil des Untersuchungsgebietes die Molassehügel zwischen Limmat und Rhein wie flache Decktafeln. Ihre auf Zeichnungen und in der Theorie gerne ideal dargestellte «Flachheit» ist weitgehend eine scheinbare. Die Deckenschotterflächen sind meist sehr stark bewegt, die Terrassenhänge dermaßen überarbeitet, daß sich oft kaum mehr recht von Terrassen sprechen läßt. Beiden Deckenschottern gemeinsam ist das in der Regel festverkittete alpine Gesteinsmaterial mit «hohlen» Geröllen («löcherige Nagelfluh»), in das besonders im NW-Teil des Untersuchungsgebietes oft grobblockige Kalke aus dem Jura eingeschlossen sind. Ältere und jüngere Deckenschotterformen lassen sich nach Oberkante und Auflagerungsfläche gut voneinander trennen.

Dagegen lassen sich große Höhenunterschiede, besonders innerhalb der älteren Deckenschotterflächen und oft auf kurze Distanz, erkennen (Spornegg-Berg, Schleiniker Platten, Buechstock). Diese Flächen sind morphologisch sehr stark überarbeitet. Möglicherweise könnten höhere Niveaus Reste ursprünglicher Akkumulationsflächen verkörpern, tiefere solche ursprünglicher Erosionsflächen. In diesem Zusammenhange stellt sich die Frage, ob nicht die älteren Deckenschotterflächen unterteilt werden könnten in zwei verschiedenenaltrige Akkumulationsniveaus, welche sich der *Günz-Eiszeit* und einer noch *älteren Eiszeit* zuordnen ließen. Die Lösung dieses Problems dürfte in Anbetracht der sehr bewegten Auflagerungsflächen und der starken morphologischen Überarbeitung nicht einfach sein. Sie bedürfte jedenfalls eines weitgespannten Untersuchungsrahmens.

Die *Altmoränen*, welche die Deckenschotterflächen bedecken, wurden bis jetzt von allen Autoren der Größten Vereisung zugeordnet. Einzig JÄCKLI (1956) vermutet, daß möglicherweise ein Teil der 70 m mächtigen Altmoränen auf dem Heitersberg W Dietikon älter als rißzeitlich sein könnten. Seine Zweifel an der bisher üblichen Zuordnung sind durchaus berechtigt, wurde doch in der Schweiz noch *nirgends ein interglaziales Verwitterungsprofil oder ein deutlicher Hiatus* zwischen Altmoränen und liegenden Deckenschottern festgestellt. Die Aufschlüsse N Tromsberg (58), N Homberg (57) und Stutz SSW Endingen (59) zeigen einen allmählichen Übergang von Deckenschotter zu blockiger moränenartiger Schüttung (über 1 m Geröldurchmesser), welcher vermuten läßt, die Moränen seien unmittelbar nach der Akkumulation der Schotter abgelagert worden.

Für ein größeres Alter dieser Moränen sprechen auch ihre zum Teil sehr tiefen Verwitterungsrispen, die nach SUTER (1944) gegen 5 m erreichen können. Endlich beschreibt schon FREI (1912) ein Profil im älteren Deckenschotter von Feusi N Oberweningen, das heute noch frisch aufgeschlossen ist, mit 2 m Grundmoräne zwischen 15 m liegenden und 5 m hangenden verkitteten Schottern. Die Verhältnisse dieser Lokalität sprechen dafür, daß *Günz-Grundmoränen* in unserem Gebiet abgelagert wurden. Bei den zitierten Übergängen von Deckenschotter zu grobblockiger Moränenschüttung könnte es sich durchaus um *Günz-Vorrückungsschotter* handeln, welche nach oben in *Günz-Moränen* übergehen.

Auflagerungsflächen der Hochterrassenschotter finden sich (z. T. gut aufgeschlossen):

Riedholz SE Döttingen	360 bis 340 m
Hönger N Klingnau (24)	410 bis 340 m
Reuenthal-Felsenau (2)	395 bis 340 m

BLOESCH (1911) konnte nachweisen, daß die HT-Auflagerungsfläche bis unter das Flußniveau reicht, d. h. noch rund 30 m tiefer als bei den oben aufgeführten Kontakten. Er stellte im Laufen von Laufenburg unter dem Flußniveau folgendes Profil fest:

Oben Schotter (NT), darunter Moräne der Größten Eiszeit, unterlagert von 1,4 m tief verwitterten älteren Schottern (HT). Daraus zog er den Schluß, daß die HT-Schotter vor der Größten Eiszeit akkumuliert, dann erodiert wurden und noch vor der Moränenbedeckung verwitterten. Später wurde durch MÜHLBERG (1905) mit einem Fund von lehmiger Grundmoräne unter NT-Schottern im Kanal der Beznau ein weiterer Beleg dafür geliefert.

Die HT-Schotter haben also die tiefste Auflagerungsfläche aller diluvialen Schotter. Zwischen die Akkumulation der HT-Schotter und die Größte Vereisung fallen eine Erosions- und eine Verwitterungsperiode. Sicher sind beide durch mindestens ein echtes Interglazial getrennt. In diesem Sinne ist die in der Schweiz geläufige Unterteilung der Riß-Eiszeit in Riß I (HT-Schotter) und Riß II (Große Eiszeit) wohl gerechtfertigt.

Alle größeren Hochterrassenschottervorkommen zeichnen sich aus durch mehrere treppenförmig angelegte Terrassenniveaus. So

schließt sich der mächtigen Fläche des Ruckfeldes im N gegen Döttingen ein deutlich ausgeprägtes tieferes Niveau an. Auf dem Strick E Leibstadt sind zwei Systeme von Hochterrassenflächen unterscheidbar, dasselbe gilt für das Gebiet Äpelöö-Hard zwischen Koblenz und Klingnau.

Aus der nachstehenden Tabelle lassen sich bei einiger Großzügigkeit oberste Niveaus in der Höhenlage von 440 bis 420 m im S bzw. E, und knapp 400 m im N verknüpfen. Diese Niveaus bezeichnen wir als «morphologisch überarbeitete vermutliche Riß-I-Akkumulationsfläche». Darin soll die metamorphe Bearbeitung der ursprünglichen Form im Sinne einer glazialen Abrasion und späteren Grundmoränenstreuung eingeschlossen sein. Die Intensität dieser beiden formändernden Anteile (zu denen teilweise noch Lößakkumulation hinzutritt) kann örtlich recht verschieden sein. So liegt am Hönger (24) die Oberkante der HT-Schotter auf 390 m unter 10 bis 40 m Moräne frei. Bei Alperg/Remigen dagegen sind HT-Schotter ohne Moränenbedeckung bis auf 430 m aufgeschlossen.

HT-Flächen

Limmat-Aaretal	Rheintal
Riniken	$\left. \begin{array}{l} 420 \\ 400 \end{array} \right\}$
Remigen/Alperg .	440–420 } 420–410 } Belchen
Rein	440–400 Rümikon
Flue	415–400
Ruckfeld	$\left. \begin{array}{l} 420–400 \\ 375–360 \end{array} \right\}$
Schlatt	440–420
Gibrist	410
Strick	$\left. \begin{array}{l} 400–395 \\ 370–355 \end{array} \right\}$
Äpelöö	400–380
Hard	$\left. \begin{array}{l} 365–355 \\ 360 \end{array} \right\}$ Laubberg

Auch die Terrassenflächen, welche tiefer liegen als das vermutliche Akkumulationsniveau, sind stark überarbeitet. HUBER (1956) behauptet, die Flächen im Geissenloo S Döttingen und im Hard S Ko-

blenz würden unter sich Mittelterrassenschotter bergen. An beiden Orten lassen sich weder die Terrassenformen oder die Auflagerungsflächen noch die Schotter irgendwie von Material und Formen der Hochterrasse unterscheiden. Es geht nicht an, nur auf Grund tieferer Höhenlage von Schotterflächen einer jüngeren Eiszeit zu sprechen. Wie wir später sehen, ist das Geißenloo sicher eine HT-Erosionsfläche, weil auf ihrer verwitterten Oberfläche eine lößartige Ablagerung aus dem Riß II stammt (siehe C1 I). *Mittelterrassen* im Sinne korrespondierender Terrassen in tieferer Lage als die Hochterrassen ließen sich im ganzen Gebiet nicht nachweisen. In diesem Zusammenhang möchte ich die Haltbarkeit der von SUTER (1944) und JÄCKLI (1956) in Limmat- und Reußtal kartierten Mittelterrassenschotter anzweifeln. Beide Autoren gliedern diese Schotter ein zwischen HT und NT und ordnen sie zeitlich dem Riß II zu, weil ihre Schotterflächen zwischen HT- und NT-Flächen liegen und von Würm-Moränen bedeckt sind. Das ist kein sicheres Indiz! Ein Schotter ist nur dann sicher um eine Eiszeit älter als die überlagernde Moräne, wenn unter der Moräne ein Verwitterungsprofil eingeschachtelt ist. Dies konnte für die zitierten «Mittelterrassen» von keinem der beiden Autoren und auch nicht von WEBER (1928, 1924) nachgewiesen werden. Vermutlich sind viele der als Riß II datierten MT-Schotter mit eigenen Moränen bedeckte Würm-Vorrückungsschotter.

Riß-II-Schotterflächen finden sich im Untersuchungsgebiet über den Schottern der Größten Eiszeit in reliktischen Lagen. Sie lassen sich im Sinne von Systemen höhenmäßig nicht korrelieren.

2. Formen im anstehenden Gestein

In Höhenlagen zwischen der Oberkante der Deckenschotter und den höchsten Niederterrassenflächen (600 bis 330 m) finden wir größere *Verflachungen* im anstehenden Gestein, welche zweifelsohne zeitweilig von Schottern bedeckt waren und später von denselben freigelegt oder aber durch breitflächige fluviatile Erosion geschaffen wurden, ähnlich wie die Erosionsflächen der Schotterterrassen. OERTLE arbeitet mit solchen Verflachungen wie mit Schotterniveaus, indem er sie je nach Höhenlage in die Eiszeitskala einordnet. Dermaßen weitreichende Schlußmöglichkeiten dürfen im untersten

Aaretal nicht gemacht werden. Dies sei mit einem Beispiel begründet. Die Hochfläche Iberg–Ebni–Wuestwald W Riniken weist eine Höhenlage von 514 bis 480 m auf, liegt also bedeutend über den höchsten Hochterrassenflächen. Sie wurde wahrscheinlich durch die Mindel-Akkumulation überschottert (DS-II-Fläche Bruggerberg 520 m), später aber von diesen Schottern vollständig befreit. Sicher war diese Hochfläche zuvor auch mit DS I bedeckt (Oberkante etwa 600 m), der ebenfalls abgetragen wurde. Aus der Existenz einer Juranagelfluh-Helizitenmergel-Mischzone schloß AMSLER im Bözberggebiet auf eine obermiozäne Talrinne («Urdonau»). Diese Mischzone streicht über Ebni-Iberig. – Welcher morphologische Vorgang hat nun die heute bestehende Fläche entscheidend geprägt? War es die obermiozäne Talrinne, die Erosion nach der Günz- oder jene nach der Mindel-Akkumulation? Oder wurde durch allgemein denudativen Abtrag die bestehende Form erst im mittleren und späteren Pleistozän geprägt? Die Form ist jedenfalls metamorph; welcher der Teilvergänge die entscheidende Bildhauerarbeit geleistet hat, können wir nicht rekonstruieren. Darum lässt sich diese Form mit Bezug auf ihre Genese nur durch zwei Grenzwerte datieren. Die Zuordnung zu einer bestimmten Epoche wäre falsch. Folglich können wir diese

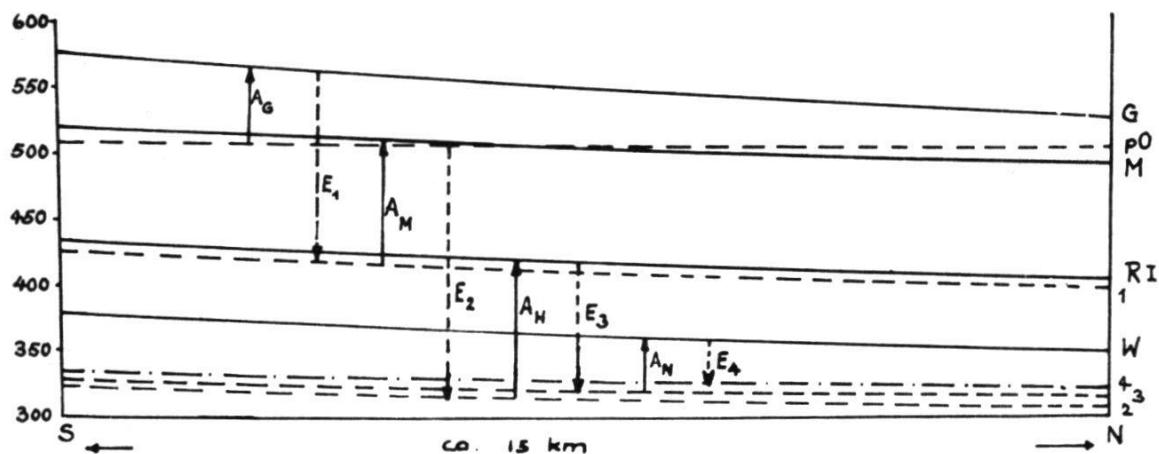


Fig. 3. Schematisches Profil der Akkumulations- und Auflagerungsflächen der pleistozänen Schotter im Aaretal von Turgi bis Koblenz

Akkumulationsflächen (und Akkumulationsphasen): G = Günz (A_G), M = Mindel (A_M), R I = Riß I (A_H), W = Würm (A_N). – *Auflagerungsflächen (und Erosionsphasen):* pO = präglaziale Oberfläche, E_1 = 1. Erosionsphase, 1 = Auflagerungsfläche DS II, E_2 = 2. Erosionsphase, 2 = Auflagerungsfläche HT, E_3 = 3. Erosionsphase (z. T. vor, z. T. nach Riß-II-Maximum), 3 = Auflagerungsfläche NT, E_4 = 4. Erosionsphase, 4 = rezentes Aareniveau

Form auch nicht für zeitliche Einordnungen verwenden, denn sie ist ja selbst zeitlich sehr ungenau festlegbar. Diese Verflachungen sind im Raume des nordöstlichen Aargaus mehr als anderswo metamorph, weil hier die pleistozänen Erosions- und Akkumulationsvorgänge sich dauernd überlappten, weshalb ein und dieselbe Form mehrmals überarbeitet werden konnte (Fig. 3, Seite 25).

Um dieser zeitlichen Unsicherheit auszuweichen, beziehen wir in der morphologischen Karte diese Flächen auf die *Höhenlage* des entsprechenden Schotterniveaus nach folgendem Schema:

Oberkante DS I	Verflachungen im präglazialen Niveau
Oberkante DS II	Verflachungen im Günz-Niveau
Oberkante HT	Verflachungen im Mindel-Niveau
Oberkante NT	Verflachungen im Riß-Niveau
	Verflachungen im Würm-Niveau

Durch die Erosionsvorgänge des älteren und mittleren Pleistozäns wurden die Großformen der heutigen *Talhänge* in Höhenlagen zwischen etwa 600 und 350 m angelegt. Mit der Überfahrung durch die Größte Vereisung erfuhren sie jedoch kaum ihre letzte morphologische Bearbeitung. Flächenhaftes Ausreifen dauerte bis ans Ende der Eiszeit, ja bis heute, an und führte zur Ausbildung von denudativ geschaffenen, oft terrassenartig anmutenden *Härtekanten*.

Wechselnd lineare und flächenhafte Erosion in den kleineren Seitentälchen schuf mit der Eintiefung der Haupttäler stetig wachsende *Ausräumungen*, wie wir sie besonders schön am Hang des Acheberg ob Döttingen und Klingnau oder etwa an den südlichen Talrändern des Rheintales finden. Doch auch diese Formen erfuhren bestimmt im späteren Pleistozän weitere Veränderungen.

V. Formen des jüngeren Pleistozäns

Das sind Formen, die *nach* der größten Vergletscherung angelegt wurden und demnach die unter I aufgeführten typischen Merkmale der Frische aufweisen.

1. Schotterformen

Die Formen des jüngeren Pleistozäns sind – mit Ausnahme einiger weiter unten besprochener Spezialfälle – in Niederterrassenschottern angelegt. Die NT-Schotter werden allgemein mit den Jung-Endmoränen verknüpft und der Würm-Eiszeit zugeordnet.

Das Material der NT-Schotter unterscheidet sich höchstens da und dort in Kiesgruben durch lockeres Gefüge von älteren Schottern. Es kann aber an nicht aufgeschlossenen Terrassenhängen, wie bereits früher erwähnt, ebenso verhärtet sein wie alte Quartärschotter.

Im Limmattal ist eine *Lage großer schlechtgerundeter Blöcke* einige Meter unter dem Akkumulationsniveau typisch. Diese Blocklage verliert sich gegen das Rheintal. Sie ist an folgenden Lokalitäten gut aufgeschlossen:

<i>Blocklage</i>		
Schiffmühl E Turgi	(62)	3 m unter Akkumulationsniveau
Geelig SW Turgi	(63)	5–10 m unter Akkumulationsniveau
Kommetgraben Villigen	(69)	8–10 m unter Akkumulationsniveau
Hard E Stilli	(67)	12–15 m unter Akkumulationsniveau

Die Blockdurchmesser nehmen von der Schiffmühl (30 bis 50 cm) talabwärts ab: Geelig 20 bis 30 cm, Hard 10 bis 20 cm. In den NT-Schottergruben im Raum Döttingen–Leuggern–Leibstadt lässt sich diese Blocklage nicht mehr unterscheiden. Dort sind die Gerölle auch allgemein feinkörniger.

In allen NT-Aufschlüssen präsentiert sich das *Material einheitlich aufgeschottert*. Nirgends wird es durch einen Hiatus oder gar ein Verwitterungsprofil getrennt. Die Aufschlüsse Geelig (63), Leuggern (6), S Fullerfeld (1), Kleindöttingen (16, 17, 18) präsentieren etwa die obersten fünf Sechstel des gesamten (unter dem Grundwasserspiegel nirgends aufgeschlossenen) NT-Schotterprofils. In ihnen ist diese Einheitlichkeit der Aufschüttung prachtvoll zu erkennen. Aus derselben geht hervor, daß die Akkumulation nicht in verschiedenen Glazial- oder Stadialzeiten, sondern auf einmal erfolgt sein muß.

Wäre die große Blocklage unten, dann dürfte man die NT-Schotter als Rückschmelzschorter auffassen, welche im Sinne des Penck-

schen Schemas von den Endmoränen her aufgeschottert worden wären, sich mit denselben «verzahnend». Da nun aber die umgekehrten Verhältnisse vorliegen, müssen die NT-Schotter als *Vorrückungsschotter* gebildet worden sein.

Die ausgesprochen frischen *Formen* der Niederterrasse zeugen dafür, daß die seit ihrer Bildung wirksamen morphologischen Vorgänge von geringer Intensität waren. Die Gliederung und Datierung der Niederterrassenflächen ist deshalb bestimmt einfacher und sicherer durchzuführen als diejenige älterer Pleistozänflächen.

a) Das höchste NT-Flächen-Niveau als Akkumulationsniveau

Die höchsten NT-Flächen lassen sich zu einer einheitlichen Fläche ergänzen, welche ein ehemaliges Akkumulationsniveau verkörpert,

*Würm-Akkumulationsflächen **

Reußtal m	Aare-Limmattal m	Rheintal m
	Leuggern 345	Leibstadt 339–343
	Hard 348–350	Koblenz 341–343
	Döttingen 350	
	S Döttingen 350–355	Rheinheim 351–356
	Würenlingen 355–360	
	S Villigen 360–365	
° Gebenstorf 374–375	Untersiggenthal 365–372	
° S Birmen- storf 390–400	Obersiggenthal 375–380	
° Birrfeld 390–391	Baden 382–385	
° bis Moränen Mellingen 395–405	Wettingen 385–400	
Zungenbecken W	Neuenhof 390–405	
Fislisbach 410–420	Tägerhard 400–410	
	Zungenbecken Würenlos 410–415	

° Nach schriftlichen Mitteilungen von S. Moser vom 19. Oktober 1955.

* Bei den Höhenangaben werden *Grenzwerte* angegeben, innerhalb deren sich die kleinen lokalen Höhenschwankungen bewegen. Der innere Terrassenrand, der meist durch Hangfußakkumulationen und Schuttkegel bedeckt ist, ist nicht berücksichtigt, dagegen die Terrassenfläche mit der oberen Terrassenkante.

1. weil sie die obersten Niveaus eines nach Formen und Material einheitlichen, von den älteren verschiedenen Terrassenkomplexen bilden,
2. weil sie sich bis zu den äußersten Würm-Moränen zurück verknüpfen lassen,
3. weil es unwahrscheinlich ist, daß ein höheres Akkumulationsniveau der Würm-Schotter je existierte und *vollständig* auf das heutige sehr ausgedehnte oberste Niveau hinunter erodiert wurde.

Die äußersten Würm-Moränen *sitzen diesen Terrassen-Niveaus auf* (Exkursion mit MOSER vom 12. Oktober 1955 im Reuß-Seetal-Gebiet). Die Schotter ziehen sich unter den Moränen durch (wie das bereits MÜHLBERG und DU PASQUIER feststellten). Die Verknüpfung Schotter-Moränen liegt hier also nicht im Sinne der herkömmlich angenommenen «Verzahnung» vor, sondern eher im Sinne einer Überfahrung von Vorrückungsschottern. Mit diesem Hinweis sei die Berührung dieses Problemkomplexes abgeschlossen, um der bevorstehenden Publikation von MOSER nicht weiter vorzugreifen.

b) Gliederung des Niederterrassenkomplexes

Die Würm-Akkumulationsflächen sind begleitet im Limmattal von 2, im Aaretal Stilli-Koblenz von 2 bis 3, im Rheintal von Rümlikon bis Leibstadt von 1 bis 2 tieferen Terrassenflächen. Teile dieser tieferen Terrassenflächen wurden verwendet, um die *Mehrgliedrigkeit der Würm-Eiszeit* zu belegen.

HUG korrelierte die «obere Niederterrasse» von Säckingen im Rheintal zurück bis zu den äußeren Würm-Endmoränen, die «untere Niederterrasse», welche 10 bis 12 m tiefer liegt, bis zu den «inneren Würm-Moränen». Er faßte diese beiden Niveaus als *Akkumulationsniveaus* Würm I und Würm II auf, zwischen die er ein Interstadial setzte. Diese «morphologische» Würm-Gliederung ist in der modernen Literatur ein wesentliches Argumentationsmittel für die Verfechter einer Mehrgliedrigkeit des Würm. GRAUL (1952) hat die Deduktionen von HUG erneut stark angezweifelt und mit Recht darauf verwiesen, daß die Geröllunterkanten (= Auflagerungsflächen) nirgends frei liegen im Rheintal, und daß HUG dieselben gar nicht berücksichtigen konnte.

Wer schon selbst über größere Gebiete im Feld und auf der Karte Höhenkorrelationen von Terrassenniveaus durchgeführt hat, weiß, daß selbst bei sehr jungen Terrassen leichte Höhenschwankungen eintreten, welche im Extremfall gegen 5 m betragen können. Daß nun im Rheintal die beiden HUGschen Terrassenflächen nicht unverkennbar sind, beweist ERB (1936) mit der Ableitung eines dritten Akkumulationsniveaus aus dem bisherigen zweiten. ERB arbeitet mit der gleichen Methode wie HUG, komponiert etwas geschickt mit den Höhenzahlen und verknüpft Würm I (obere NT), Würm II (mittlere NT) und Würm III (untere NT) mit verschiedenen Endmoränen. Wer für ein dreigliedriges Würm eintritt, benützt gerne ERB als Bundesgenossen und Kronzeugen!

Im Abschnitt des *Rheintals*, der in mein Untersuchungsgebiet fällt, lassen sich vorläufig keine zwingenden Argumente für oder gegen die Mehrgliedrigkeit der Würm-Terrassen beibringen. Immerhin ist zu bemerken, daß die Gefällsverhältnisse innerhalb der tieferen Terrassenflächen auf kurze Distanzen (1 bis 2 km) wesentlich unregelmäßiger sind, als dies HUG und ERB für größere Distanzen (8 bis 10 km) angegeben haben.

Es stellt sich nun die Frage: Wie können wir die tieferen Terrassenflächen einwandfrei in Erosions- und Akkumulationsterrassen gliedern?

Unterschiede im Material sind (wie schon HUG und ERB feststellen mußten) keine vorhanden, die *Formen* stimmen überein, abgesehen von Unregelmäßigkeiten im Gefälle der tieferen Terrassenflächen (talabwärts und taleinwärts!). Mit *Auflagerungsflächen* kann ohne systematische Bohrungen nicht gearbeitet werden, da sie in Kiesgruben nie aufgeschlossen werden wegen ihrer Lage unter dem Grundwasserspiegel.

So bleibt als wesentliches Kriterium das folgende: Ist ein tieferes Terrassenniveau als jüngeres Akkumulationsniveau in einem älteren Komplex eingeschachtelt, muß sich am inneren Terrassenrand der Akkumulationsfläche A_2 gegen den älteren Terrassenhang T_1 ein Kontakt ergeben (Fig. 4).

Im Kontakt T_1-A_2 müßten sich wesentliche Unterschiede in der *Geröllzusammensetzung und -schichtung* des Materials M_2 gegenüber dem Material M_1 ergeben; ferner könnte sich das Material M_2 mit einer *Verwitterungsrinde* vom älteren Material M_1 absetzen. Wenn

wir diese Verhältnisse antreffen, sind wir sicher, daß jüngere Schotter in ältere eingeschachtelt sind, und daß A_2 als *Akkumulationsniveau* angesprochen werden kann.

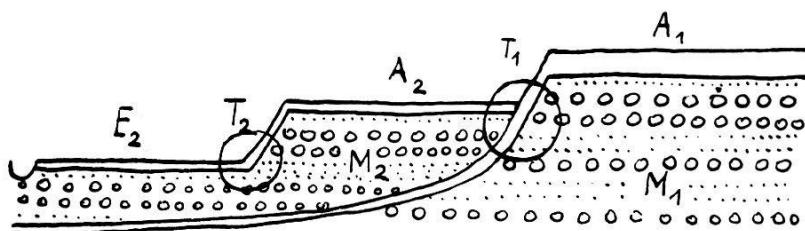


Fig. 4. Kontakte von Terrassenflächen und Terrassenhängen

Erläuterungen im Text

Finden wir dagegen wie beim Kontakt T_2-E_2 weder Unterschiede im Material noch eine trennende Verwitterungsrinde, muß die Terrassenfläche als Erosionsfläche (E_2) angesprochen werden.

Durch glücklichen Zufall ist es nun möglich, diese Zusammenhänge in den Würm-Schottern im Aaretal bei Villigen und Würenlingen durch aufgeschlossene Kiesgruben eindeutig abzuklären (Fig. 5).

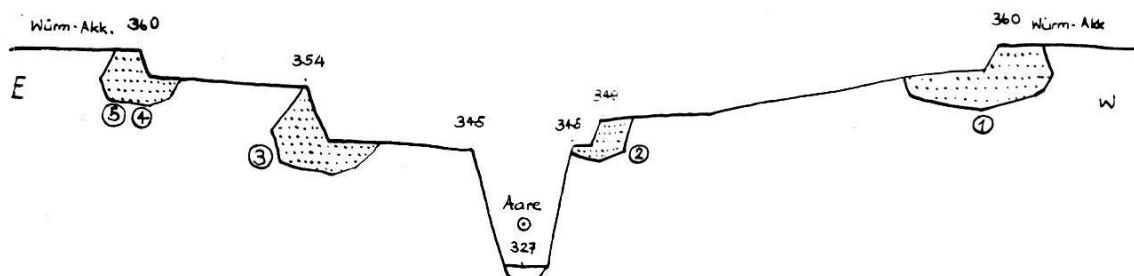


Fig. 5. Querprofil Würenlingen–Villigen (halbschematisch)

Aufschlüsse: 1 Kommetgraben Villigen (69), 2 Kommetgraben Villigen (68), 3 Zementfabrik Siggenthal (66), 4 und 5 Underfeld SW Würenlingen (64), (65). Die Gerölllagen der tieferen Terrassenflächen ziehen unter dem höheren Terrassenhang durch und qualifizieren sie damit als Erosionsflächen

Alle fünf Aufschlüsse zeigen, daß die Aufschotterung einheitlich und durchgehend ist; Verwitterungsrischen bestehen an den kritischen Punkten deshalb ebenfalls nicht. Damit sind alle Terrassenflächen unter dem Niveau 360 m eindeutig als Erosionsflächen belegt. Lediglich die höchste Fläche (360 m) kann als Akkumulationsfläche angesprochen werden.

Die neueste Arbeit zur Mehrgliederung der Würm-Terrassen im Rheintal (HUBER 1956) ordnet die Terrassenflächen in 8 bis 9 Niveaus ein und verteilt sie auf die Penckschen Würm-Stadien mit vorgestelltem «Frühwürm». Auch HUBER geht wie ERB und HUG von den Endmoränen aus und treibt im Terrassengebiet Höhenzahlenakrobistik. Doch vermag auch HUBER keinen Terrassenhangaufschluß vorzulegen, der ein wirkliches Belegstück für seine Prognosen bilden würde. So rutscht er prompt mit seiner «obersten Würm-Niederterrasse I a/b mit etwa 355 m» SE Koblenz in eine eindeutige Erosionsfläche der Hochterrasse hinein, welche eine typisch bewegte Oberfläche und abgerundete Kanten hat und deshalb niemals würmzeitlich sein kann.

Die bei Villigen erfaßten Terrassenniveaus fallen höhenmäßig in den Bereich der «unteren NT» von HUG sowie der «unteren» und «mittleren NT» von ERB. Wären dieselben im Rheintal wirkliche Akkumulationsflächen, müßten sie sich auch im untersten Aaretal als solche vorfinden lassen. *Im untersten Aaretal aber gibt es keine eingeschachtelten Würm-Schotter und nur ein Würm-Akkumulationsniveau. Da entsprechende Verhältnisse im Rheintal vorliegen müssen, ist die Mehrteiligkeit der NT sowohl nach HUBER und ERB wie auch nach HUG als falsch anzusprechen.* Zur gleichen Schlußfolgerung kommt SCHMASSMANN (GRAUL 1954) auf Grund seiner Untersuchungen im Rheintal bei Basel.

MÜHLBERG (1896) erklärte die treppenartig angelegten Erosionsterrassen durch Pendeln der Aare während ihrer Erosionstätigkeit. Diese Deutung soll durch einen Gedanken erweitert werden:

Während der Würm-Akkumulationsphase beherrschte die Aare bei Würenlingen eine Talbreite von 2 bis 3 km. Die höchste Erosionsfläche im E bildet mit dem höheren Teil der zweithöchsten im W ein Talsystem von knapp 2 km Breite. Die letzte Stufe auf 345 m weist 500 bis 600 m Breite auf, während der rezente Talboden hier rund 200 bis 250 m breit ist. Diese Art der Anlage von Erosionsflächen kann nur erklärt werden durch allmählichen Übergang von einer breitflächigen zu einer linearen Erosion. Nach Akkumulation der Niederterrassenschotter wurden demnach die jüngeren Erosionsflächen vorerst durch *Breitenerosion* geprägt, welche nach und nach überging in *lineare Tiefenerosion*.

2. Formen im Anstehenden und in älteren Schottern; nicht glazogene Aufschüttungen

Während der würmzeitlichen Erosionsperiode wurden nicht nur *Erosionsflächen* im Niederterrassenschotter geschaffen; manchmal erreichten und bearbeiteten die erodierenden Flüsse auch anstehendes Gestein, in das sie Erosionsterrassen prägten. Solche Formen finden wir bei Felsenau und Koblenz in Muschelkalk angelegt. Wir bezeichnen sie als *erosive Verflachungen im Würm-Niveau*.

Die Würm-*Akkumulationsflächen* lassen sich meist weit in die Seitentäler zurückverfolgen (z. B. Raum Villigen–Remigen, Guntenbach bei Leuggern, Surbtal). Dabei tritt gelegentlich das Kuriosum auf, daß sich Würm-Formen in älteren Schottern ausbilden (z. B. bei Riniken–Rüfenach). In den Seitentälern werden die Würmakkumulationsflächen gebildet durch *nichtglazigenen Schutt* von absolut lokaler Prägung. Auf diese Bildungen sowie auf die allgemeinen Probleme des würmzeitlichen denudativen Abtrags werden wir in den nächsten Kapiteln zurückkommen.

C. Periglaziale Bildungen

Dem Wortsinn gemäß ist Periglazial das Randgebiet des Glazials; es könnte somit als ein Gürtel von bestimmter Breite vor den eiszeitlichen Moränen aufgefaßt werden. In der deutschen Literatur wurde dieser Begriff jedoch auf das ganze ehemals nichtvergletscherte Mitteleuropa angewendet und ist in diesem Sinne geläufig geworden.

Die periglazialen Bildungen werden wohl teilweise unter *lokalen Einflüssen der nahen Gletscher* geschaffen, doch sind die sekundären Einflüsse der Gletscher nicht allein maßgebend und vor allem nicht entscheidend wirksam im periglazialen Raum.

Wesentliche Voraussetzung für das Zustandekommen periglazialer Bildungen ist eine *primäre Klimaverschlechterung* in Mitteleuropa, dieselbe, die das Anwachsen der eiszeitlichen Gletscher verursachte. Im nichtvergletscherten Periglazialraum schuf diese Klimaverschlechterung eine Anzahl von periglazialen Bildungen, welche teilweise auch in unserem Untersuchungsgebiet, das ja fast unmittelbar außerhalb der Würm-Endmoränen liegt, nachgewiesen werden können.

FLOHN, BÜDEL, POSER und KLUTE zeigten, daß während der Eiszeiten im nichtvergletscherten Mitteleuropa kalte Klimate herrschten, welche die morphologischen Vorgänge entscheidend zu beeinflussen vermochten. Diesen Klimaten entsprechend breiteten sich damals klimamorphologische Zonen aus, die weitgehend mit den rezenten polarer Breiten verglichen werden können (BÜDEL, TROLL) *.

Die eiszeitlichen morphologischen Vorgänge in der Nähe der Vereisungsgebiete (im Periglazial) müssen deshalb bestimmte Züge

* Vergleiche zwischen klima-morphologischen eiszeitlichen Verhältnissen Mitteleuropas und rezenten polarer Breiten sind vorsichtig zu ziehen. Wohl können an beiden Orten Niederschlags- und Jahrestemperaturmittel ähnlich sein. Es wird jedoch in der Regel zu wenig beachtet, daß in unseren Breiten steter 24stündiger Wechsel von Tag und Nacht, in polaren Breiten längere Perioden von Polarnächten und Polartagen herrschen. Damit erfolgt besonders in der Übergangszeit von Winter zu Sommer in polaren Breiten stetiges Auftauen, während in Mitteleuropa das Auftauen in der nächsten Nacht wieder durch Gefrieren unterbrochen werden kann. Diese Verschiedenheiten im morphologisch bestimmt stark wirksamen Schwanken der Temperatur um den Gefrierpunkt dürfen beim Vergleich von Formen polarer Breiten mit eiszeitlichen unserer Breiten grundsätzlich nicht unterschlagen werden.

aufweisen und in Formrelikten erkennen lassen, wie sie sich in ähnlicher Art in den heutigen subnivalen Frostschnitt- und Tundrenzonen finden.

Solche Reliktformen wurden in Mitteleuropa als *Frostspalten* (Eiskeile, Lößkeile), *Würgeböden*, *Fließerden*, *Dellen* (Muldentälchen) und *asymmetrische Tälchen* durch SOERGEL, SELZER, BÜDEL, POSER, WEINBERGER, STEEGER u. a. nachgewiesen. Diese periglazialen Reliktformen wurden nun in den letzten Jahren durch BÜDEL, POSER und KLUTE zur Rekonstruktion der Klimaverhältnisse während der Würmeiszeit und zur Abgrenzung würmzeitlicher Klimaprovinzen verwendet. Nach allen drei Autoren gehörte das Gebiet des nordöstlichen Aargaus zum kältesten Raum des damals eisfreien Mitteleuropas (POSER: Dauerfrostboden-Tundren-Klima, BÜDEL: Lößtundra).

Die Januarmitteltemperatur betrug weniger als -14° , das Julimittel höchstens 10° . Im Sommer fielen relativ reichliche Niederschläge, der Winter war eher trocken. Die geringe sommerliche Auftautiefe des Dauerfrostbodens und eine große *Frostzerrung* beim Wiedergefrieren desselben müssen zur Ausbildung von Strukturböden, Eiskeilen und Würgeböden geführt haben.

Warum wurden bis heute in der Schweiz nur bescheidene Lößvorkommen und noch keine Periglazialrelikte nachgewiesen? Das Gebiet, in dem würmzeitliche Periglazialformen gebildet werden konnten, ist sehr klein. Es umfaßt nur das Vorland vor den Würm-Endmoränen. Zudem sind die Erhaltungsbedingungen für diese Formen seit der Würm-Eiszeit in der Schweiz wesentlich ungünstiger gewesen als im übrigen Mitteleuropa. Einmal fehlte bei uns der vorzüglich konservierende Löß fast vollständig. Dann vermochte die postglaziale Verwitterung, nicht zuletzt dank den relativ hohen Niederschlägen, fast den ganzen damaligen Auftauboden zu durchsetzen und zu zerstören. Zudem sind bei uns die großen Aufschlüsse selten, wie sie etwa bei Autobahnbaute (SELZER) geschaffen werden. Es ist möglich, daß die kommenden Jahre in der Schweiz durch die bevorstehenden Autobahnbaute eine Fülle von Material bringen, dem gegenüber die bescheidenen Bildungen, welche mit dieser Arbeit vorgelegt werden, vollständig verblassen.

I. Löße

Nachdem SOERGEL 1919 das glaziale Alter der mitteleuropäischen fossilen Löße bewiesen hatte, ist der eiszeitliche Charakter dieser Bildungen kaum mehr ernsthaft bestritten worden. Die Diskussion um die diluvialen Löße dreht sich heute noch um die Frage, ob sie eine Bildung des Früh-, Spät- oder Hochglazials seien. Die Lößvorkommen des Untersuchungsgebietes sind nicht dermaßen verbreitet, daß ihre Bearbeitung eine letztgültige Abwandlung dieser Fragen erlauben könnte. Die gewonnenen Resultate dürften trotzdem von Interesse sein, da sie über das größte in der Schweiz je aufgeschlossene Lößprofil berichten und damit einen neuen Beitrag zur schweizerischen Eiszeitchronologie geben können.

1. Vorkommen und Verbreitung

MÜHLBERG und BADER kartierten und beschrieben lößartige Lehme auf dem Ruckfeld bei Endingen, an der Steig N Klingnau und auf dem Acheberg. Diese Lößlehme lassen sich auf Ackerflächen durch das vollständige Fehlen des Steinskeletts und eine stets deutlich gelbbraune Färbung von den im untersten Aaretal weitverbreiteten Grundmoränenböden der größten Vergletscherung, die stets skelett-führend und rötlichbraun gefärbt sind, unterscheiden. Aufgeschlossener Löß zeichnet sich aus durch poröse, schichtungslose Struktur, senkrechte Wandablösung und eine krustige Oberflächenabwitterung. Die aufgeschlossenen Löße von Unterendingen, Ruckfeld-Schüracker, Fäsenacher E Leibstadt (3), Zelgli N Klingnau (21) und Geißenloo S Döttingen (27) enthalten Lößschnecken, und in vorletzterem konnte ich einen Horizont von Kalkkonkretionen mit Lößkindeln und Kalkplättchen über den liegenden Schottern feststellen. Die von BADER erwähnten Lößvorkommen auf dem Acheberg sind sehr problematisch. Mangels Aufschlüssen lassen sie sich nicht mehr untersuchen, doch deuten mehrere große schlechtgerundete Gerölle, die im fraglichen Gebiet den Waldboden durchsetzen, darauf hin, daß es sich um Moränenlehm handeln könnte.

2. Der Löß im Geißenloo S Döttingen (Abb. 2)

Für eine Untersuchung eignete sich der Löß in der Lehmgrube der Ziegelei Hunziker im Geißenloo S Döttingen sehr gut, ist doch dort eine Wand in einer Höhe von 5 bis 7 m aufgeschlossen. Das Liegende dieser Wand ist ein stark geröllführender, sandiger Lehm

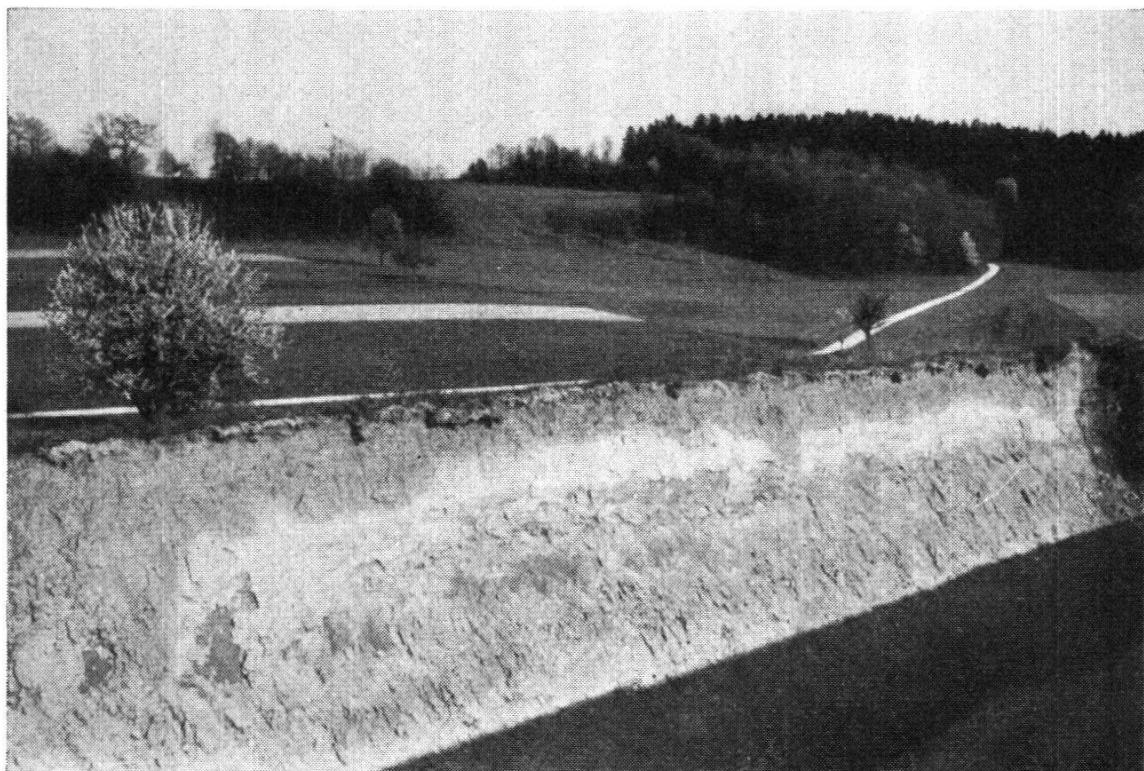


Abb. 2. Lößwand im Geißenloo (27), Delle und Terrassenhänge am Ruckfeld
Verwitterungsboden und obere Verlehmungszone (dunkel), oberer Löß in der oberen Partie durch Austrocknung ganz hell. Die untere Verlehmungszone beginnt etwa 1 m höher als der Schlagschatten. – Die Straße verläuft durch die Längsachse der Delle Heuseil-Länggraben. In der Mitte hinten HT-Akkumulationsfläche Ruckfeld (Horizontlinie)

(Fig. 6), dessen Gerölle stark angewittert sind. Im Chappeli (26) liegt Löß verwitterten HT-Schottern auf, im Heuseil (28) über Riß-II-Moräne. Nach dem Karbonatgehalt ließen sich (mit der Salzsäureprobe) eine obere Verlehmungszone von 1,5 bis 2 m über etwa 2,5 m kalkhaltigem Löß feststellen (Fig. 6). Darunter folgt eine Zone von 4,5 m stets dunklerem, feuchterem Lehm, der in der oberen Hälfte völlig entkalkt ist. Lößschneckenschalen finden sich in großer Zahl, besonders in den mittleren Partien der aufgeschlossenen Wände.

50 bis 70 cm: ausgebleichte gelbbraune Verwitterungserde

bis 110/170 cm: dunkler braungelber bis rötlich-brauner Lehm

bis etwa 260 cm: hell-gelber, nach Regengüssen rasch trocknender, kalkreicher, poröser, schneckenführender Löß

bis 400 cm: dunkler, lange feuchtbleibender, kalkreicher, poröser, schneckenführender Löß

bis etwa 500 cm: dunkler, lange feuchtbleibender, kalkarmer und dichter Lehm, schneckenführend

bis etwa 700 cm: dunkler, rasch trocknender, kalkreicher und sandiger Lehm mit vereinzelten Schnecken, allmählich in die geröllreiche Basis übergehend

unter etwa 700 cm: geröllreiche Basis: stark geröllführender, sandiger Lehm, Gerölle meist gut gerundet und von alpiner Abstammung, Granite, Porphyre und Sandsteine 2–3 mm schalig schwarzrotbräunlich angewittert

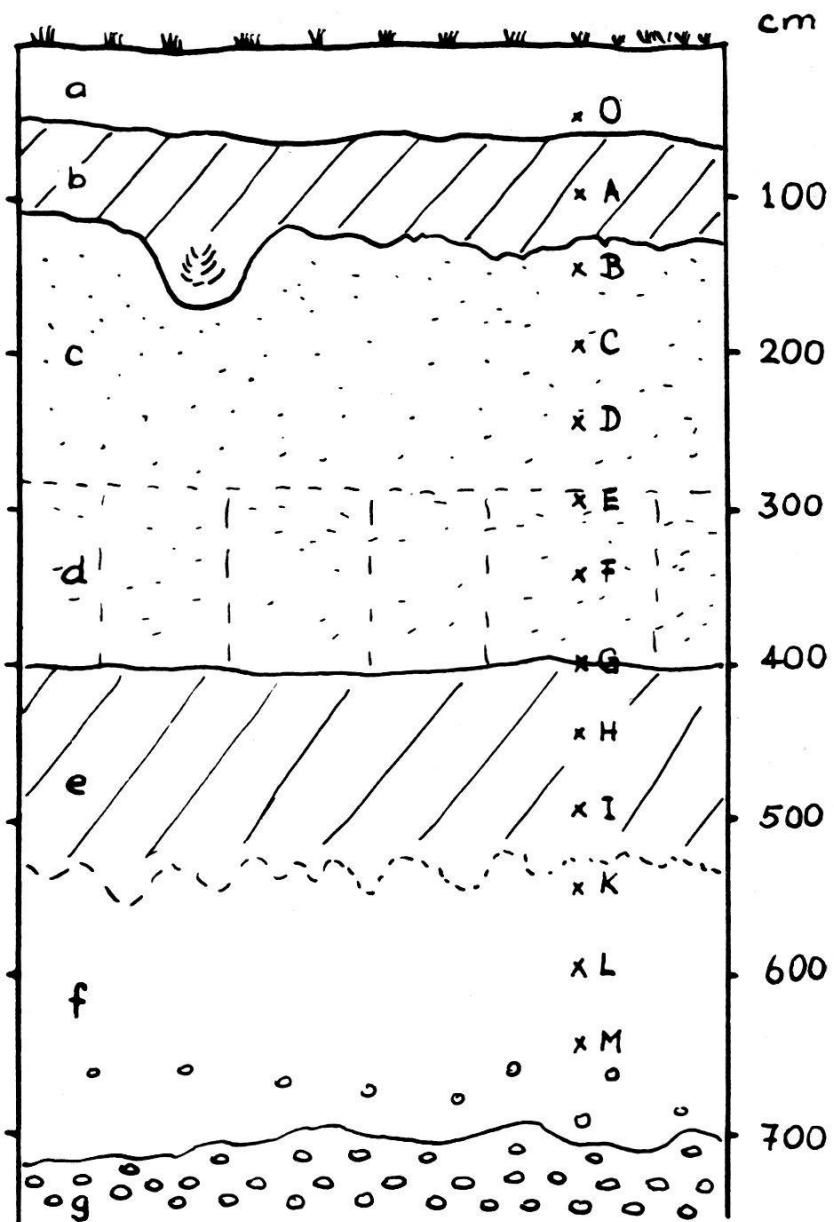


Fig. 6 Lößprofil Geissenloch S Döttingen

× = zur Analyse entnommene Proben

Für die Analyse wurden in Abständen von 40 cm Proben von 10 cm Höhe und 500 cm³ Volumen herausgenommen. Sie ergab folgende Resultate (Fig. 7, Seiten 40/41):

*a) Korngrößenverteilung (bestimmt nach der Pipett-Methode
Esenwein)*

Für echten Löß ist ein Vorwiegen der Korngrößen zwischen 0,05 und 0,01 mm typisch; dieser Anteil beträgt nie weniger als 40 % (SCHEIDIG). Wir stellen nun fest, daß er in den Proben M bis K von 16 % auf 36 % ansteigt, gleichzeitig gehen die größeren Fraktionen leicht zurück. Sie enthalten scharfeckige bis leicht kantengerundete kleine Steinchen alpiner Herkunft und weisen auf Moränencharakter der Ablagerung hin.

Die Proben J bis G (Zone e) zeigen ein Ansteigen der Lößkorngrößen von 28 über 32 auf 51 %. Die größeren Fraktionen sind in J und H noch stark eckig, in G bereits vorwiegend gut kantengerundet und prozentual erheblich zurückgegangen.

Die Proben F bis O (Zonen d bis a) lassen typischen Lößcharakter erkennen mit Korngrößenanteilen 0,05 bis 0,01 mm um 50 %. Die größeren Fraktionen bestehen vorwiegend aus gut zugerundeten matten Quarzen. Vereinzelt finden sich kleine Alpenkalke und granitische Steinchen mit windkanterartigen Formen.

Zweifellos liegen zwei nach ihrer Entstehung grundverschiedene Ablagerungen vor: Über einer moränenartigen Schüttung folgt eine lößartige Akkumulation.

b) Karbonatgehalt (bestimmt mit dem Passon-Apparat)

Die Zone f, Proben M bis K, weist einen einheitlichen Kalkgehalt von 15 % auf. Zone e, Proben J bis G, ist sehr karbonatarm. In Probe G fand sich ein Dutzend kleine Kalkkonkretionen von maximal 1,5 mm Durchmesser, welche von röhrchenartigen Hohlräumen mit kaum 0,5 mm Lichtweite durchzogen sind. Der Karbonatgehalt in den Zonen d und c, Proben F bis B, beträgt rund 20 %. Diese Proben enthalten alle gegen und über hundert Kalkröhrenkonkretionen.

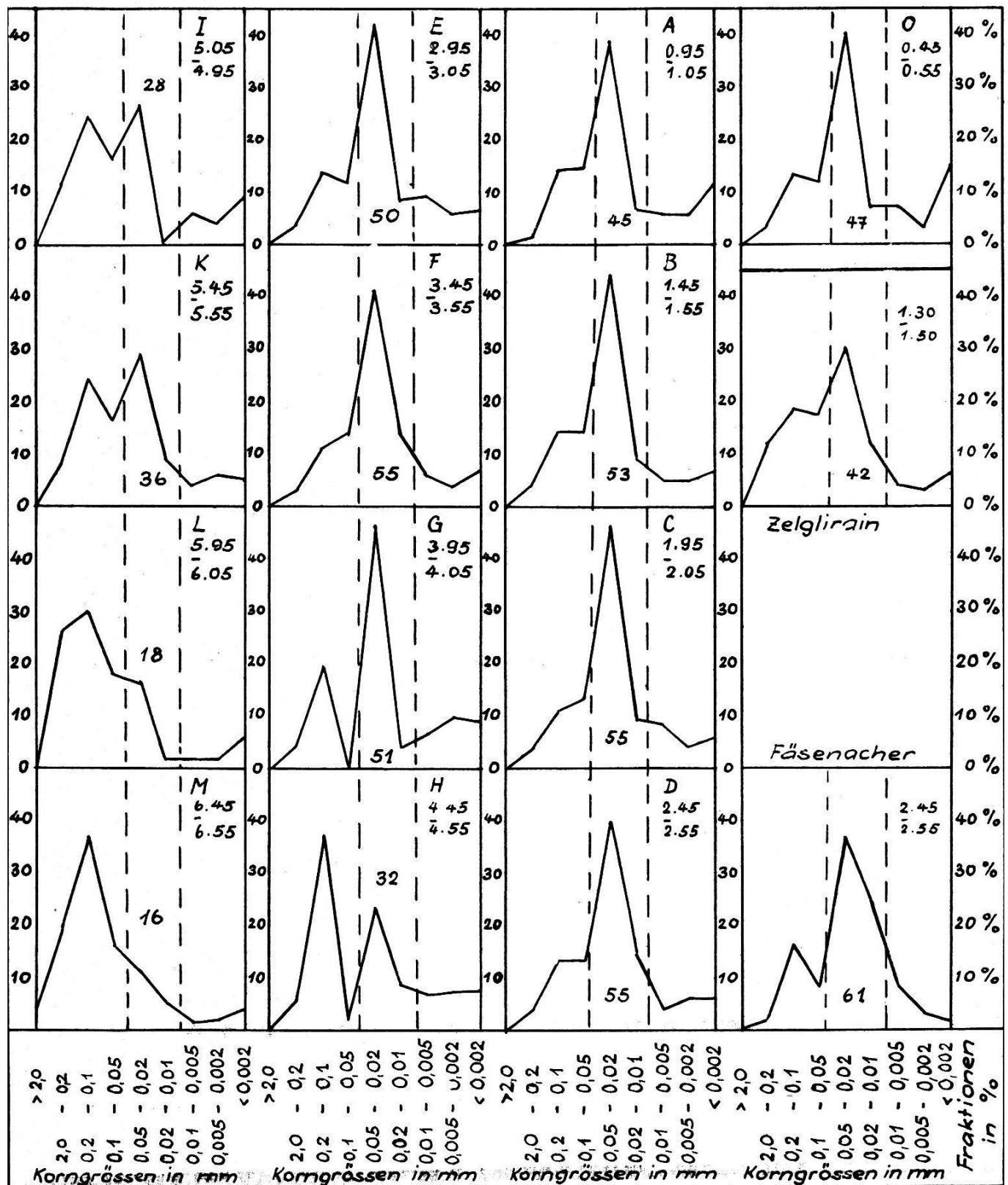
Die Zonen a und b, Proben A und O, sind vollständig entkalkt.

Karbonatgehalt ist typisch für Löße, er kann aber nach SCHEIDIG auch vollkommen fehlen infolge nachträglicher Auslaugung. Er beträgt zwischen 0 und 35 %. In den meisten bis jetzt untersuchten Lößen treten die Kalkröhrenkonkretionen auf, welche etwa auch «Wurzelröhren» genannt werden, und entstehen durch Ausklei-

Fig. 7. Analysen der Löbe Geißenloo, Zelglirain und Fäsenacher

Geißenloo I 4.95-5.05 Karbonate 0,25 % 1 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 2 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo E 2.95-3.05 Karbonate 23 % viele Kalkröhren 22 <i>Trichia hispida</i> (L.) 2 <i>Abidia secale</i> (DRAP.) 1 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo A 0.95-1.05 Karbonate 0,0 % Glühverlust 1,6 %	Geißenloo O 0.45-0.55 Karbonate 0,0 % Glühverlust 4,3 %
Geißenloo K 5.45-5.55 Karbonate 15 % 2 <i>Trichia hispida</i> (L.) 10 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 8 <i>Clausilia parvula</i> (STUD.) 8 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo F 3.45-3.55 Karbonate 17,5 % viele Kalkröhren 6 <i>Trichia hispida</i> (L.) 6 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 2 <i>Clausilia parvula</i> (STUD.) 1 <i>Columella edentula</i> (DRAP.) 13 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo B 1.45-1.55 Karbonate 23 % viele Kalkröhren 23 <i>Trichia hispida</i> (L.) 2 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 3 <i>Abidia secale</i> (DRAP.) 3 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Zelglirain 1.30-1.50 Karbonate 20,5 % viele Kalkröhren und Lößkindel 3 <i>Trichia hispida</i> (L.)
Geißenloo L 5.95-6.05 Karbonate 15 % 2 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo G 3.95-4.05 Karbonate 0,5 % einige Kalkröhren Glühverlust 4,5 % 3 <i>Trichia hispida</i> (L.) 5 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 3 <i>Clausilia parvula</i> (STUD.) 9 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo C 1.95-2.05 Karbonate 24 % viele Kalkröhren 38 <i>Trichia hispida</i> (L.) 2 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 8 <i>Abidia secale</i> (DRAP.) 3 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	
Geißenloo M 6.45-6.55 Karbonate 15 % 1 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 2 <i>Clausilia parvula</i> (STUD.) 4 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo H 4.45-4.55 Karbonate 0,0 % Glühverlust 4,5 % 4 <i>Trichia hispida</i> (L.) 1 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 2 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Geißenloo D 2.45-2.55 Karbonate 23 % viele Kalkröhren 1 <i>Helicigon aarbustum</i> (L.) 31 <i>Trichia hispida</i> (L.) 4 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 1 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)	Fäsenacher 2.45-2.55 Karbonate 19 % viele Kalkröhren 21 <i>Trichia hispida</i> (L.) 1 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 2 <i>Columella edentula</i> (DRAP.) 5 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.)

Fig. 7. Korngrößen der Löse Geißenloo, Zelglirain und Fäsenacher



dung der Porenhohlräume im locker gelagerten Löß mit Kalk. Sie dienen dem einsickernden Wasser als Leitungsrohren.

c) Schneckenfauna

Aus jeder der gewonnenen Proben wurden die Lößmollusken ausgeschlämmt und nach Arten bestimmt. Das bestimmte Material wurde von L. FORCART bereinigt und kommentiert. Es befindet sich jetzt im Naturhistorischen Museum Basel. Nach dem Bericht von FORCART sind alle vorkommenden Arten (siehe Fig. 7) «auch rezent im schweizerischen Mittelland verbreitet. Die Formen von *Helicigona arbustorum* (Probe D) und *Columella edentula* (Probe F) sprechen dafür, daß zur Zeit, als diese Mollusken lebten, das Klima kühler als das heutige des schweizerischen Mittellandes war und ungefähr dem heutigen alpinen in einer Höhenlage von 1800 bis 1900 m entsprach. *Abida secale*, die in den jüngeren Schichten (Proben C, B) gefunden wurde, ist auch von anderen Autoren nur von jüngeren quartären Ablagerungen mitgeteilt worden. Alle Proben, von denen Mollusken vorliegen, wurden vermutlich während eines gegenüber dem jetzigen kühleren Klimas abgelagert. Arten, wie sie für interglaziale Ablagerungen typisch sind, liegen keine vor.»

Der zahlenmäßige Gehalt an Schneckenschalen in den Proben M und L ist recht gering. Er steigt in Probe K leicht an, um dann in J und H wieder stark abzusinken (Verlehmungszone). Von Probe G an aufwärts erkennen wir ein starkes Zunehmen der Mollusken und schließlich in den Proben A und O ein völliges Fehlen (Verlehmungszone und Verwitterungsprofil).

Auffällig ist ein leichtes Zurücktreten, ja Fehlen von *Trichia hispida* in den tieferen Partien des Aufschlusses, während sie darüber stark dominiert. Der Schluß, bei der Ablagerung der tieferen Partien habe ein anderes Klima geherrscht als bei der Akkumulation der stark trichiaführenden höheren Schichten, ist naheliegend, doch können diese Verhältnisse bei der geringen Menge der ausgezählten Individuen durch Zufälligkeiten bedingt sein.

Aus der Korngrößenzusammensetzung haben wir gesehen, daß die untersten 3 m des Aufschlusses zu einem wesentlichen Teil aus Moränenmaterial bestehen. Wie geraten nun aber Schneckenschalen bis 3 m tief in eine feinsandige Grundmoräne hinein? – Es ist kaum an-

zunehmen, daß die Mollusken älter sind als die Moräne. Wären sie nämlich von ihr aufgearbeitet und eingeschlossen worden, wären sie bestimmt zertrümmert und aufgelöst worden. Gleich alt wie die Grundmoräne können sie nicht sein, da sie weder auf, noch in, noch unter dem Gletschereis gelebt haben können. Die Moräne muß also zu einer Zeit, als der Gletscher nicht mehr da war und Mollusken leben konnten, *umgelagert* worden sein. Dies ist nach der Topographie durchaus möglich, da der Aufschluß auf einer dem Ruckfeld vorgelagerten Erosionsfläche am Hang eines kleinen Muldentälchens liegt.

d) Gehalt an Humusstoffen

Er wurde für die karbonatfreien, verlehmten Proben grob bestimmt durch Ermittlung des *Glühverlustes*. Dieser entspricht bei einer Fehlerquelle von 1 bis 3 % dem Gehalt an Humusstoffen. In karbonathaltigen Proben wurde das Gewicht des beim Glühen ausgetriebenen CO₂ berechnet und der Glühverlust um diesen Betrag reduziert. Glühverluste kleiner als 1 % sind in Fig. 7 nicht aufgeführt.

Das rezente Verwitterungsprofil (4,3 %) und die verlehmte Zone e (4,5 %) haben einen ähnlichen Humusstoffgehalt. Der Wert für die Zone b unter dem rezenten Verwitterungsprofil (1,6 %) liegt innerhalb der Fehlerquelle.

Sicher wurden vor der Akkumulation der oberen 4 m die umgelagerten Moränensande oberflächlich entkalkt bis in eine Tiefe von mehr als 1 m. Vermutlich existierte auf dieser Verlehmungszone eine der heutigen entsprechende Vegetationsdecke, welche vor Akkumulation des jüngeren Lößes durch Solifluktion am Gehänge abgetragen wurde. Die Lösung dieser Frage wird vielleicht schon in den nächsten Jahren möglich sein, da im Frühjahr 1956 im Boden des Muldentälchens Geißenloo mit dem Aushub einer neuen Grube begonnen wurde. Das dort bald ans Tageslicht tretende Profil wird zeigen, ob die vermutete Vegetationsdecke mit einer möglicherweise überlagernden Fließerde vorhanden ist.

e) Pollen

Eine Anzahl Proben wurde durch die Assistentin VON ROCH am Geobotanischen Institut Rübel auf Pollen untersucht. Das Resultat war negativ, was weiter nicht verwundert, ist es doch wenig wahr-

scheinlich, daß Pollen in lockerem und durchlüftetem Löß erhalten bleiben können.

f) Eisenoxyde

In allen Niveaus fanden sich schwärzlich-rote Eisenoxydkonkretionen von 1 bis 5 mm Größe (Körner von manganhaltigem Eisenoxydhydrat, welche bei GUTZWILLER (1894) etwa 8 % Fe und 7 % Manganoxydoxydul enthalten), die beim Ausstrich den Eindruck von Kohleklümpchen erwecken. Eine Untersuchung auf organische Substanzen in diesen Klümpchen ergab ein negatives Resultat.

g) Grenzen der Verlehmungszonen

Die *untere Verlehmungszone* beginnt mit einer unscharfen oberen Grenze in rund 4 m Tiefe. Sie saugt bei Regenfällen an der aufgeschlossenen Wand Wasser auf und bleibt lange feucht. An der oberen Grenze staut sich das durch die Kalkröhren des überlagernden Lößes einsickernde Wasser an und führt dazu, daß die Zone d länger feucht bleibt als die Zone c, obwohl beide gleiche Kornzusammensetzung und gleiche poröse Struktur aufweisen.

Die untere Verlehmungszone geht ohne merkbare Grenze allmählich in die karbonatreiche tiefste Zone f über.

Die *obere Verlehmungszone* (a und b) dagegen setzt sich mit einer scharfen Grenzlinie vom darunterliegenden Löß ab. Diese markante Grenze ist makroskopisch auffällig sichtbar und weist leichte Wellungen und einzelne größere Taschen auf (Abb. 3). Welche Vorgänge können zur Ausbildung dieser Grenzlinie geführt haben, an der der Karbonatgehalt auf Zentimeterdistanz von 23 % auf 0 % abnimmt?

h) Zusammenfassung und Schlußfolgerungen

Die Basis ist ein verwitterter Schotter. Nach der Situation kann es sich nur um erodierte und verwitterte Hochterrassenschotter handeln. Somit ist die ganze Ablagerung um mindestens eine Eiszeit jünger als Riß I (HT-Akkumulation).

Aus den Kornverteilungskurven ergibt sich das Vorliegen von zwei verschiedenen Ablagerungen, einem tieferen, moränenartig sandigen, Lehm und einem darüberliegenden echten Löß.

Die Schneckenfauna im *moränenartigen Sandlehm* zeigt eine Umlagerung von ursprünglichem Moränenmaterial an. Warum läßt sich nun aber in diesem umgelagerten Material nicht die geringste Schichtung erkennen? Darüber kann uns das Anwachsen der Lößkorngrößen von unten nach oben Aufschluß geben: Kurz nach Beginn dieser Umlagerungen* setzte eine Anwehung von echtem Löß ein, der sich mit dem feinsandigen Material ständig vermischt und so die vorliegende Konformität erzeugte. Da nirgends unter oder in diesem «Moränensand-Lößlehm» ein Relikt von Verlehmungszonen oder Verwitterungsböden vorliegt, müssen wir annehmen, daß Umlagerung und Lößbildung direkt dem Eisrückzug folgten, welcher diesen Moränensand liegen ließ. Der Moränensand kann nur der Größten Vereisung zugeordnet werden. Also erfolgten Umlagerung und Lößeinwehung im *Spätglazial der Größten Vereisung* (oder während einer späteren Eiszeit, wenn man annimmt, ein Interglazialprofil jünger als Riß II wäre vorhanden, aber abgetragen worden).

Diese Ablagerung hat in ihrer oberen Partie eine Verlehmungszone von gut 1 m Mächtigkeit (untere Verlehmungszone). SCHEIDIG und SOERGEL weisen darauf hin, daß Löße nur dann unverändert erhalten bleiben, wenn sich die klimatischen Bedingungen nicht ändern. Der Charakter der Kornverteilungskurven bleibt jedoch erhalten bei Entkalkung und Verlehmung. In humiden Klimaten werden lößartige Böden infolge Entstehung wasserhaltiger Tonerdesilikate bindiger und tonig, was sich in der Kornverteilungskurve durch leichtes gleichmäßiges Zurücktreten der Fraktionen über 0,01 mm und eine Zunahme der kleineren und vor allem derjenigen unter 0,002 mm auswirkt. Dieses Bild finden wir nun tatsächlich in den Diagrammen der Proben J bis G der unteren Verlehmungszone. Sie muß also in einem humiden Klima gebildet worden sein. Der Gehalt von 4,5 % Humusstoffen verstärkt die Richtigkeit der Schlußfolgerung, daß sie in einem *Interglazial*, dem letzten vor der Würmeiszeit, gebildet worden sein mag.

Die unteren 3 m der Lehmgrube Geißenloo enthalten also *spätglazial umgelagerten Moränensand der Größten Vereisung, in den*

* Diese Umlagerung kann auch als eine äolische Verwehung von Moränensand auf kurze Distanz aufgefaßt werden. Die Transportstrecke beträgt für Korngrößen 1 bis 0,25 mm 50 m; für 0,25 bis 0,125 mm 1,5 km; für 0,125 bis 0,062 mm 7,5 km; für 0,062 bis 0,016 mm (Lößkorngrößen) 300 bis 1500 km.

spätglazialer Löß eingeweht wurde (sofern diese Umlagerung und Einwehung nicht einer späteren Eiszeit zugeordnet werden muß, welche aber älter sein müßte als Würm, wie aus Nachstehendem hervorgeht).

Der überlagernde Löß setzt mit einer unscharfen Grenze über der tieferen Verlehmungszone ein. Wäre er direkt auf eine interglaziale Vegetationsdecke akkumuliert worden, müßte unter ihm ein interglaziales Bodenprofil begraben sein, das Holzreste enthalten könnte. Das Fehlen desselben gibt weiter zu keinen Verwunderungen Anlaß, müssen wir doch annehmen, daß bei Beginn der Würm-Eiszeit, welcher der obere Löß zweifelsohne zugeordnet werden muß, diese Vegetationsdecke durch das feuchtkalte frühglaziale Klima und unter den dabei herrschenden Fließerdevorgängen zerstört werden mußte. Ein Vergleich der Diagramme G und O zeigt, daß die obersten Partien der interglazialen Verlehmungszone bedeutend weniger Feinfraktionen unter 0,002 mm enthalten als das rezente Verwitterungsprofil. Der Löß wurde frühestens *im späten Frühglazial der Würm-Eiszeit akkumuliert oder im Würm-Hochglazial*.

Der würmzeitliche Löß wird nach oben abgeschlossen durch die obere Verlehmungszone. In derselben findet sich ein rezentes Verwitterungsprofil von 50 bis 70 cm mit 4,3 % Humusstoffen, während ihre tiefere Partie nur 1,6 % Humusstoffe enthält. Sie setzt sich mit einer scharfen, leicht gewellten bis lokal taschenförmig ausgebuchteten Grenze vom kalkführenden primären Löß ab. Während in der interglazialen tieferen Verlehmungszone doch noch vereinzelte Lösschnecken vorkommen, fehlen sie hier vollständig. Die Entkalkungsvorgänge müssen hier intensiver gearbeitet und zur Zerstörung der Schneckenschalen geführt haben. Sie erfolgten aber vorerst in einer vegetationsärmeren Epoche, was aus dem geringen Humusstoffgehalt der Zone b hervorgeht. In der größten taschenförmigen Ausbuchtung dieser Zone finden sich leichte Würgestrukturen (Abb. 2), andernorts erkennt man im selben Niveau ein geschecktes *Durchmengungsmuster* (Fig. 8) von dunkler rotgelbem und heller braungelbem Lehm. Die scharfe Untergrenze läßt sich verstehen, wenn man einen während einer längeren Zeitperiode bestehenden Dauerfrostboden annimmt, über dem in den Zonen b und a der Boden zyklisch auftaute und wieder zufror. Die Grenze dieses Dauerfrostbodens konservierte den tieferen Löß, während der Auftauboden

darüber periodisch durchgearbeitet und durch fortgesetzte Hydratation verlehmt und entkalkt wurde. Als Folge der auftretenden Spannungen beim Auftauen und Wiedergefrieren mußten sich würgebodenartige Durchmengungen und Strukturen ergeben.

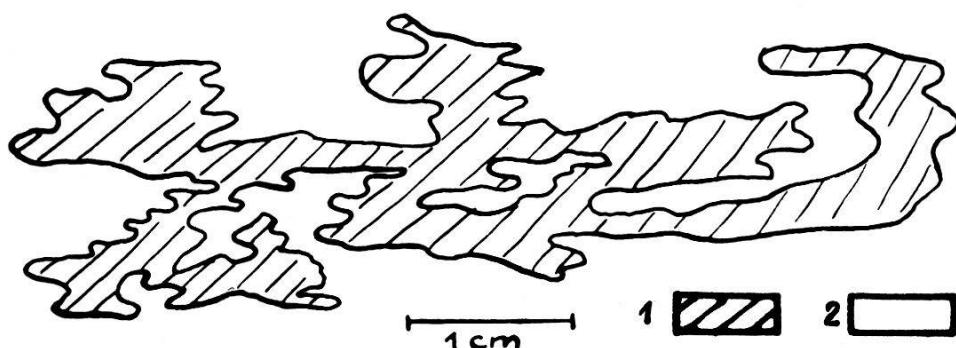


Fig. 8. Durchmengungsstrukturen in der oberen Verlehmungszone des Lößes Geißenloos Döttingen

1 = dunkelrotgelb, 2 = hellgelbbraun

Die obere Verlehmungszone kann demnach als Auftauboden aufgefaßt werden, der unter frostklimatischen Bedingungen über einem bestehenden Dauerfrostboden gebildet wurde. Sie ist demnach, abgesehen vom überlagernden rezenten Verwitterungsprofil, eine *Bildung des Würm-Hochglazials*.

Es würde zu weit führen, wollte man den würmzeitlichen Löß und seine würmzeitliche Verlehmungszone den gerade heute wieder sehr umstrittenen «Würm-Stadialen» zuordnen. Eine solche Datierung ist schon deshalb unmöglich, weil die Lagebeziehungen zu Würm-Moränen vollkommen fehlen. Eines jedoch kann festgehalten werden:

Der würmzeitliche Löß entspricht einer kalten Steppe (Löttundra) als klima-morphologischer Zone, seine Verlehmungszone einer Frostschuttundra, welche die Löttundra in unserem Gebiet ablöste. *Es haben also während der Würm-Eiszeit im Gebiet des nordöstlichen Aargaus klimatische Bedingungen geherrscht, welche den in Mitteleuropa für die Würm-Eiszeit rekonstruierten entsprechen.* Demnach müssen wir auch mit würmeiszeitlichen morphologischen Vorgängen rechnen, welche diesen klima-morphologischen Zonen entsprechen.

Eine eindeutige Datierung der verschiedenen Horizonte ist hier infolge Fehlens fossiler Böden noch nicht möglich. Bessere Bedin-

gungen dafür sind – wie bereits erwähnt – im neu angesetzten Aushub des anschließenden Muldentälchens zu erwarten.

Als gesichert darf jedoch festgehalten werden:

Es gibt im Untersuchungsgebiet mindestens zwei Löße, die jünger sind als die größte Vereisung. Beiden Lößen entsprechen Kaltzeiten, die durch ein Interglazial getrennt sind. Bei der ersten kann es sich um das Spätglazial Riß II (oder ein Riß III) handeln, die zweite ist vermutlich Würm.

3. Der Löß bei Fäsenacher E Leibstadt (3)

Der Aufschluß von 3 m Tiefe zeigt alle typischen makroskopischen Lößmerkmale: Porosität, senkrechte Wandablösung, Schnekken- und großen Karbonatgehalt. Die Kornverteilungskurve (Fig. 7) läßt den typischen Lößcharakter erkennen; die betreffende Probe wurde in 250 cm Tiefe entnommen. Sie enthält über hundert Kalkrörchen und weist in der Schneckenfauna eine Trichiadominanz auf. Eine Verlehmungszone fehlt. Der einheitliche karbonatführende Löß (19 % Karbonate) wird nach oben abgeschlossen durch ein rezentes Verwitterungsprofil von 30 bis 70 cm Mächtigkeit. Da der Aufschluß an einem Hang von rund 15° Neigung liegt, könnte die Verlehmungszone bei ihrer Bildung abgeflossen sein. Eine Datierung dieses Lößes ist schwer. Er läßt sich, nicht ohne Vorbehalte, am ehesten mit dem würmzeitlichen Geißenloolöß vergleichen.

4. Der Löß am Zelglirain N Klingnau (21)

Der Aufschluß ist knapp 2 m mächtig und liegt an einem Hang mit 20 bis 40° Neigung. Er setzt sich unten mit waagrechten kalkverkitteten Sandplättchen, über denen viele Lößkindel lagern, von liegenden Hochterrassenschottern ab. Der Löß ist einheitlich kalkreich bis in das 20 bis 60 cm mächtige Humifizierungs- und Verwitterungsprofil hinein und ist bis in Tiefen von gegen 1,80 m von feinem Wurzelwerk durchsetzt. Aus der Kornverteilung in Fig. 7 ist der Lößcharakter ersichtlich. Die etwa 130 bis 150 cm unter der Bodenoberfläche und 10 bis 40 cm über den verkitteten Hochterrassenschottern entnommene Probe enthielt neben einem Lößkindel von $7 \times 4 \times 1,5$ cm gegen 50 Kalkrörchen und 8 Schalentrümmer, von denen sich 3 sicher als *Trichia hispida* bestimmen ließen. Eine genaue Datierung dieses Lößes ist nicht möglich, obschon auch er sich recht wohl mit dem würmzeitlichen Geißenloolöß vergleichen läßt.

II. Frostkeile

Rezente Frostrisse, die große Flächen bedecken und oft schachbrettartige Systeme bilden, sind aus polaren Breiten des amerikanischen Kontinents und aus Grönland bekannt. In neuester Zeit hat dazu MÜLLER (1954) vorzügliche Beschreibungen und Bildermaterial geliefert. Frostkeile bilden sich als Kontraktionsrisse in feinsandigen bis kiesigen Ablagerungen bei großer Kälte. Sommerliche Spaltenfüllung mit Wasser und erneutes Gefrieren vermögen die Frostrisse im Laufe von Jahren zu Frostkeilen zu erweitern.

Fossile Frostkeile sind in Mitteleuropa u. a. durch SOERGEL, SELZER, WEINBERGER und STEEGER nachgewiesen worden. Da sie stets mit hangendem Material gefüllt sind (meist Löß), das den Platz des Eises eingenommen hat, werden sie etwa auch als Eiskeile oder Lößkeile bezeichnet. Frostkeile sind Indikatoren für ein sehr kaltes Klima. POSER verwendete deshalb das Ausmaß der Frostzerrung



Abb. 3. Frostkeile im DS I WSW Rütihof (37)

Geröllpakete links der beiden mittleren großen Keile leicht aufwärts deformiert. Mit abgewittertem Material teilweise gefüllte Kluft am Fuße des dritten Keils von rechts. Links kryoturbate Vermengungen und Stauchungen

fossiler Frostkeile für seine Rekonstruktion des würmeiszeitlichen Klimas. Aus der Tiefe der Frostkeile schloß er auf die würmzeitliche Obergrenze des Dauerfrostbodens.

In einer Deckenschotterkiesgrube WSW Rütihof (37) in 560 m ü. M. (Abb. 3) sind fünf nebeneinanderliegende Frostkeile aufgeschlossen. Der kleinste ist 1,5 m, der größte 2,5 m tief, oben sind sie 30 bis 70 cm breit. Sie durchziehen festverkittete, fein- bis grobkiesige Schotterpakete und Schotterbänder, welche leicht verstellt und an drei Stellen gegen den Keilrand aufwärts deformiert sind. Das Füllmaterial besteht aus wirr geschichteten Geröllen und rotbraunem Verwitterungslehm. Die Keile wurden sicher nach erfolgter Schotterverkittung gebildet und, da die nördlich anschließenden Partien des Aufschlusses gegen den hier einsetzenden Rand des Deckenschotterplateaus deformiert und verwürgt sind (seitlicher Druck), offenbar nach erfolgter Talerosion in dieses Niveau. Ihre Anlage geht demnach höchstens in die Mindeleiszeit zurück, kann aber auch wesentlich jünger sein. Interessant ist, daß sich unter dem mittleren dieser fünf Frostkeile eine schräg stehende Kluft von 20 bis 40 cm Breite als Folge der Spannung durch den Frostschub geöffnet und erhalten hat, ohne später aufgefüllt zu werden oder zusammenzufallen.

III. Kryoturbationen, Frostschutt und Fließberden

Durch periodisches oberflächliches Auftauen und Wiedergefrieren eines Dauerfrostbodens können Spannungen entstehen, die mechanische Materialsortierung und -umlagerung zu bewirken vermögen (Kryoturbation). MÜLLER (1954) legt eine ganze Anzahl rezenter Beispiele aus Grönland vor. Eiszeitliche sogenannte Würgeböden wurden speziell von STEEGER vorgelegt und eingehend bearbeitet. Nach experimentellen Bestimmungen CASAGRANDES (TROLL 1944) sind gleichförmige Böden «frostgefährlich» (Neigung zu kryoturbaten Vermengungen), wenn mehr als 10 % der Kornfraktionen kleiner als 0,02 mm sind; bei ungleichförmigen Böden haben mehr als 3 % des Feinmaterials diese kritische Größe zu unterschreiten.

In kalt-ariden Klimaten tritt die chemische Verwitterung wegen geringer Hydrolyse gegenüber der physikalischen (Frostsprengung) stark zurück. Die Feinerde materialsortierter Strukturböden weist

vorwiegend Kornfraktionen zwischen 0,1 und 0,01 mm auf. TROLL (1944) fand in Steinnetzböden des Riesengebirges einen Feinerdegehalt mit mehr als 70 % Fraktionen innerhalb dieser kritischen Korngrößen.

Durch Frostverwitterung werden unter fortgesetzter Spaltung schließlich die Korngrößen zwischen 0,1 und 0,01 mm aufbereitet. Das grobe Skelett des Frostschuttes wird an den kantigen Spaltflächen ursprünglich gerundeter Gerölle nicht zu erkennen sein.

BÜDEL (1948) hat nachgewiesen, daß in der rezenten polaren Frostschuttzone an Gehängen mit mehr als 2° Neigung *Erdfließen* (Makro-Solifluktion) eintritt. Eine reliktische eiszeitliche Fließerde läßt sich nachweisen durch

- Lagebeziehungen zu Liegendem und Hangendem,
- Lagerung und Einregelung des Grobskeletts in der Fließrichtung,
- Gehalt an frostgespaltenen Geröllen,
- stark vorherrschenden typischen Frostschuttgehalt.

Den nachstehend beschriebenen Bildungen ist in Fig. 9 eine Darstellung der Analysen von Moränen und Frostbodenbildungen beigegeben, auf der (zwischen den gestrichelten Linien) der Frostschutt-Korngrößenanteil und (mit dem Pfeil) die Zahlen des CASAGRANDE-schen Frostkriteriums eingetragen sind.

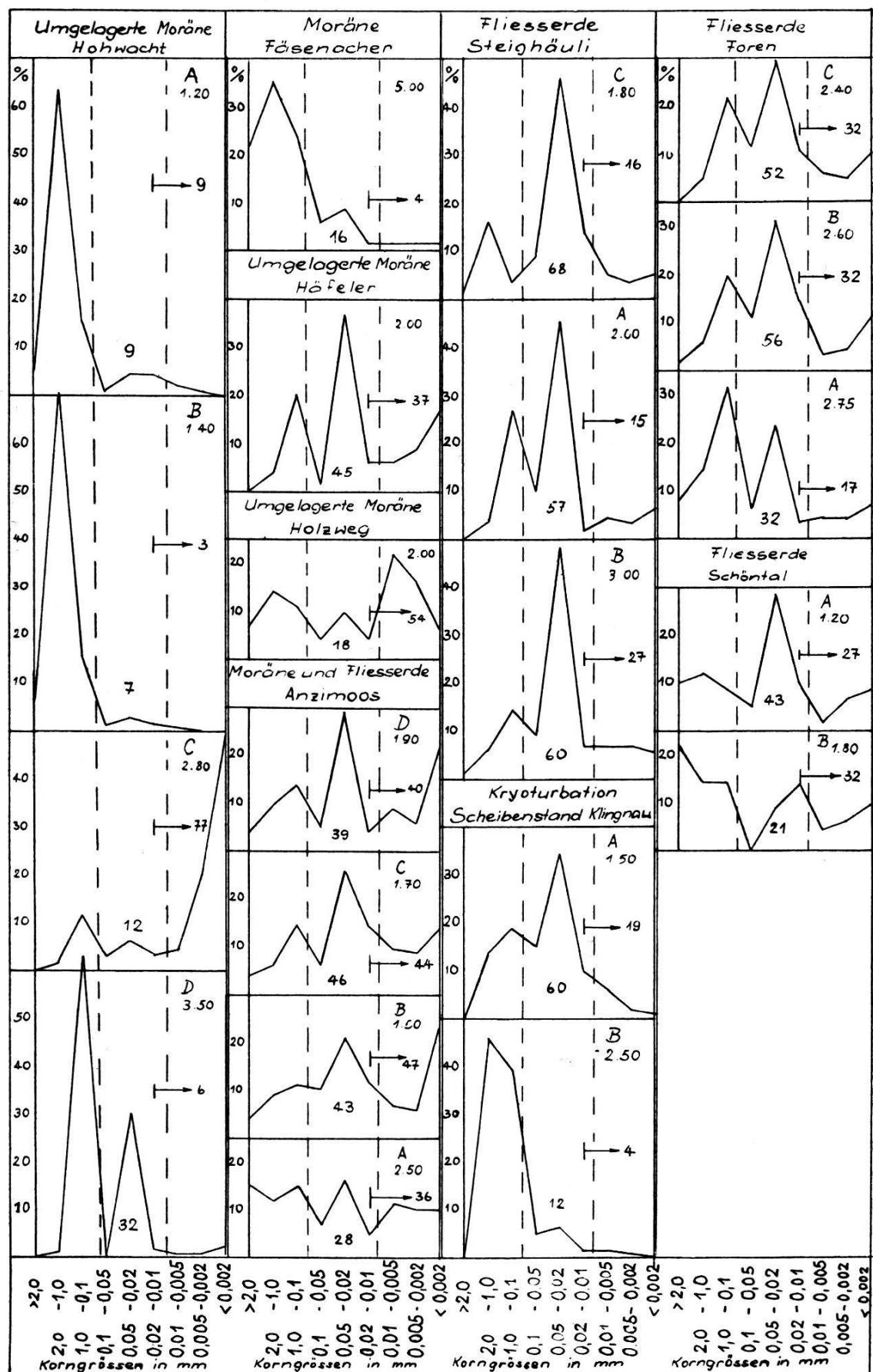
1. Kryoturbation Scheibenstand Klingnau

Dieser Aufschluß (22) (Fig. 10) liegt im untersten Teil einer Hangedelle und reißt eine sandige Grundmoräne der Größten Vereisung an. Unter dem Verwitterungsboden folgen geröllführende Lehme, welche finger- bis tropfenförmig in den liegenden Sand hineingreifen. Die Kornstruktur dieses Sandes ist sehr ähnlich derjenigen der Moräne Fäsenacher (Fig. 10) (4). In der entnommenen Probe waren vier Lößkindel eingeschlossen. Der in den Sand eingewickelte Lehm entpuppt sich in der Analyse als ursprünglicher Löß, wie er nicht weit von hier am Zelglirain (21) ansteht.

Gerölle sind z. T. in den Tropfen, z. T. regellos im Lehm und im Verwitterungsboden eingeschlossen. Gerölle und Lehm sind sicher jünger als der Moränensand und mit diesem bestimmt nicht mehr in

<i>Umgelagerte Moräne</i> <i>Hohwacht A</i> 1.20 dunkelrothbraune, sandige Querbänder von 0,5 bis 5 cm Breite 0% Karbonate	<i>Moräne</i> <i>Fäsenacher</i> 5.00 0% Karbonate	<i>Fließerde</i> <i>Steighäuli C</i> 1.80 34,5% Karbonate > 100 Kalkröhren 1 Lößkindel 8 x 4 x 3 cm 7 kleine Lößkindel 3 eckige Steinchen 3 <i>Trichia hispida</i> (L.) 11 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.) 5 Schalenfragmente	<i>Fließerde Foren C</i> 2.40 rötlichbrauner Lehm 17,5% Karbonate 75 <i>Trichia hispida</i> (L.) 73 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 1 <i>Clausilia parvula</i> (STUD.) 1 <i>Columella edentula</i> (DRAP.) 5 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.) sehr viele Schalentrümmer
	<i>Umgelagerte Moräne</i> <i>Häfeler</i> 2.00 0% Karbonate 3,3% Glühverlust	<i>Steighäuli A</i> 2.00 39,5% Karbonate Gegen 200 Kalkröhren 2 eckige Steinchen 6 mm 1 Molluskenschalenfragment	<i>Foren B</i> 2.60 rötlichbrauner Lehm 16% Karbonate ca. 30 Kalkröhren 1 Molassesandsteinchen 4 mm 14 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) sehr viele Schalentrümmer
<i>Hohwacht B</i> 1.40 hellgelber Sand 0% Karbonate	<i>Umgelagerte Moräne</i> <i>Holzweg</i> 2.00 29,5% Karbonate	<i>Steighäuli B</i> 3.00 32% Karbonate gegen 100 Kalkröhren 5 kleine Lößkindel 1 eckiger Alpenkalk 1 <i>Trichia hispida</i> (L.) 3 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.) 4 Schalenfragmente	<i>Foren A</i> 2.75 hellgelbbrauner Sand mit Molasse-Sandsteinchen bis 9 mm 17% Karbonate 2 <i>Succinea oblonga</i> (DRAP.) 4 <i>Pupilla muscorum</i> (L.) 10 Schalenfragmente
	<i>Moräne und</i> <i>Fließerde</i> <i>Anzimoos D</i> 1.90 0% Karbonate 1,2% Glühverlust	<i>Kryoturbation</i> <i>Scheibenstand Klingnau A</i> 1.50 25,5% Karbonate > 100 Kalkröhren kleine Lößkindel 1 Schalenfragment	<i>Fließerde</i> <i>Schöntal A</i> 1.20 0% Karbonate 6% Glühverlust
<i>Hohwacht C</i> 2.80 verbackene, käsig Lehm schmitzen von 1 bis 2 cm Höhe 0% Karbonate 10,6% Glühverlust	<i>Anzimoos C</i> 1.70 0% Karbonate 5% Glühverlust	<i>Anzimoos B</i> 1.50 0% Karbonate 3,3% Glühverlust	<i>Schöntal B</i> 1.80 0% Karbonate 5,1% Glühverlust
	<i>Anzimoos A</i> 2.50 lehmig-kiesige Moräne 32% Karbonate	<i>Scheibenstand Klingnau B</i> 2.50 28% Karbonate Sand mit 4 eingeschlossenen Lößkindeln	

Fig. 9. Analysen von Moränenlehmen, Kryoturbationen, Frostschutt und Fließerden



ursprünglicher Lagerung. Die Änderung dieser Lagerung ist älter als holozän wegen des überdeckenden Verwitterungsprofils. Sie erfolgte vermutlich während der Würm-Eiszeit. Folgende Erklärung dieser Bildung scheint die Realität am besten zu treffen:

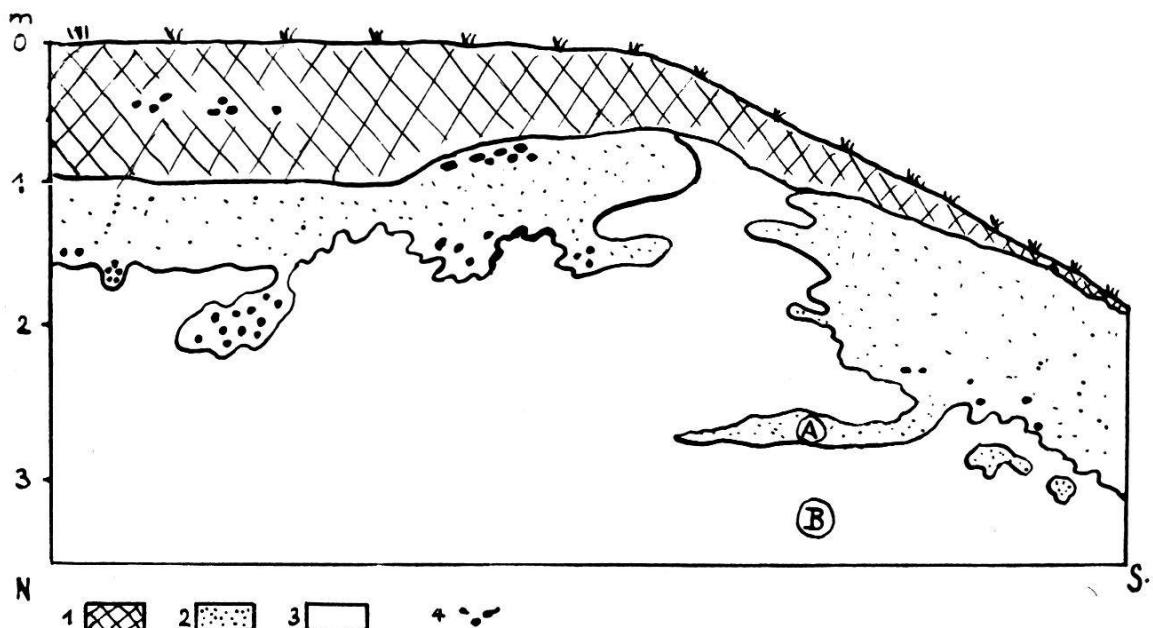


Fig. 10. Aufschluß Scheibenstand Klingnau

1: Verwitterungsboden; 2: dunkler gelbbrauner Lehm; 3: graugelber Moränsand; 4: eingeschlossene Gerölle; A, B: entnommene Bodenproben

Über den zur Riß-II-Eiszeit akkumulierten Moränsand legte sich im Frühglazial der nächsten Eiszeit (Riß III oder Würm ?) eine Fließerde mit Geröllen (vom Terrassenhang der Äpelöö-Hochterrasse). Im nachfolgenden Hochglazial bildeten sich Frostspalten, welche bald mit angewehtem Löß aufgefüllt wurden, z. T. auch mit Geröllen des Fließschotters. Die Frostspalten wurden während einer späteren (oder noch im Spätglazial der gleichen) Kaltzeit durch Erdfließen und kryoturbate Bewegungen deformiert zur heute vorliegenden Situation.

2. Fließerde Steighäuli N Klingnau (Fig. 11)

Dieser Aufschluß (23) liegt unweit dem Löß Zelglirain und dem Scheibenstand Klingnau am selben HT-Terrassenhang (siehe auch Kornproben Fig. 9). Die über die waagrecht geschichteten Schotter sich diskordant schräg nach vorn herunterziehende Bildung 2 (a und

b) zeigt die wichtigen Merkmale einer kaltzeitlichen Fließerde: Einregelung in der Fließrichtung, frostgespaltene Gerölle, Kryoturbation hinter dem Block bei X. Auf diesen Fließschotter folgt der Sandlöß B mit scharfeckigen alpinen Geröllen. Ob diese alle als Moränen-

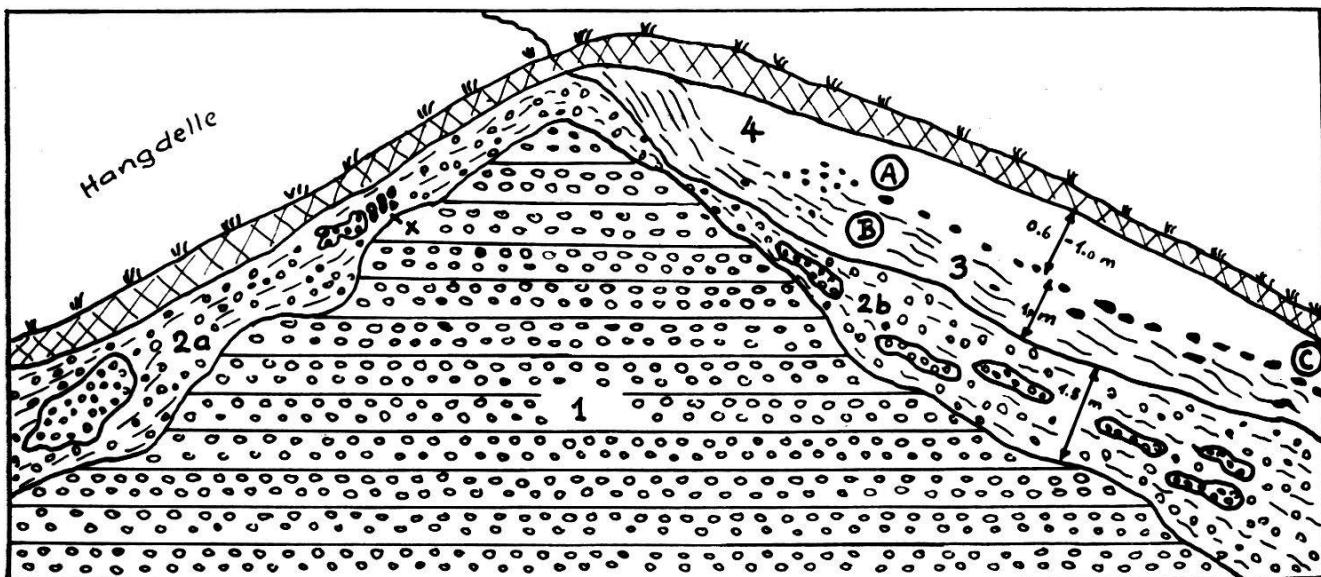


Fig. 11. Aufschluß Steighäli N Klingnau

Blick frontal in die Schottergrube und an den Terrassenhang, in dem sie angelegt ist und links eine Hangdelle anschneidet. Die nach links und rechts geneigten Hänge verlaufen etwa unter 30° aus dem Blatt heraus gegen den Betrachter

- 1 Regelmäßige, einförmig geschichtete, gut gerundete und gut gewaschene graue Schotter. Gerölle bis maximal 20 bis 30 cm Durchmesser. HT-Schotter.
- 2 a Gelbbraune Fließschotter mit isolierten Blöcken aus verkitteten Schotterpaketen, rechts des großen Blockes skelettig mit wenig Lehm, links des Blockes lehmreich. Gerölle und Blöcke entsprechen durchaus den bei 1 anstehenden Schottern, enthalten aber viele frostgespaltene (bei X kanten gestellt hinter dem Block). Die Gerölle sind deutlich in der Fließbachse eingeregelt. Der Übergang von 1 zu 2 a ist als scharfe Grenze feststellbar.
- 2 b Gelbbraune Fließschotter wie in der oberen Partie von 2 a mit mehreren großen verkitteten Schotterpaketen.
- 3 Brauner Lehm mit eingeschlossenen zugerundeten bis scharfeckigen alpinen Geröllen (Kornprobe B). Übergang von 2 b zu 3 allmählich, ohne scharfe Grenze. Obergrenze von 3 mit Blocklage = «Kiesband». Gerölle dieser Blocklage in Richtung der Hangneigung eingeregelt. Leichte Schichtungs struktur in der ganzen Zone 3.
- 4 Poröser, leicht in Hangneigung geschichteter Löß, fast geröllfrei, gelbbraun (Kornproben A und C).

gerölle anzusprechen sind, ist schwer zu entscheiden, weil keine gekritzten gefunden werden konnten. Sicher sind eine Anzahl von ihnen sekundär frostgespalten. Dieser Sandlöß scheint eine ähnliche Bildung zu sein wie der Basislöß Geißenloo: ein Moränenlehm, mit eingeschlammtem Löß vermischt, der hier am steilen Hang durch Rutschungen und vielleicht auch periodische Abspülungen leichte Schichtung erhielt und dem viele Gerölle einverlebt wurden. Das überlagernde Kiesbändchen kann eine Fließerdezeit verkörpern, nach der ein jüngerer Löß (A, C) akkumuliert wurde.

Weil auch hier interglaziale Profile fehlen, ist eine eindeutige Datierung dieser periglazialen Bildungen nicht möglich. Immerhin lassen sich gewisse Vergleiche mit dem unter 2 beschriebenen Scheibenstand-Profil ziehen. Hier wie dort erkennen wir die Wirkung von vermutlich zwei Kaltzeiten.

Interessant ist an diesem Aufschluß die links angerissene Hangdelle, in welcher die rechts vorhandenen Bildungen z. T. fehlen. Infolge der größeren Hangneigung wurde in der Hangdelle durch Erdfließen mehr Material entfernt, d. h. es herrschte nach der Akkumulation des Lößes 4 noch Erdfließen.

3. Umgelagerte Moräne Hohwacht NNW Leuggern (Fig. 12)

N des moränenüberkleisterten Riedels Hohwacht ist eine Sandgrube mit bis kopfgroßen Geröllen geöffnet (5), an deren NE-Wand sich das Profil von Fig. 12 fand.

Ein strukturerloser, sandiger Lehm, der nach dem Korndiagramm leicht frostverwittert ist (32 % zwischen 0,1 und 0,01 mm), wurde überdeckt durch hellen Moränensand, in dem dunkle Querbänder enthalten sind. Diese weisen bei weitgehend übereinstimmender Kornverteilungskurve mehr feinere Fraktionen auf als der sie umgebende Sand. Daraus und aus der Farbe (Eisenoxyde!) geht hervor, daß der dunklere Sand aus dem hellen Sand chemisch verwittert ist. Bei einer Umlagerung wurde er eingewickelt und überfahren. Im tieferen sandigen Lehm ist ein altes Humusprofil begraben (das keine Pollen enthält).

Durch die Eismassen der größten Vergletscherung könnte ein altes Bodenprofil (C) in einen Moränensand eingewickelt worden sein, der später physikalisch verwitterte und durch z. T. chemisch verwitterten Moränensand solifluktionär überfahren wurde (2B, A).

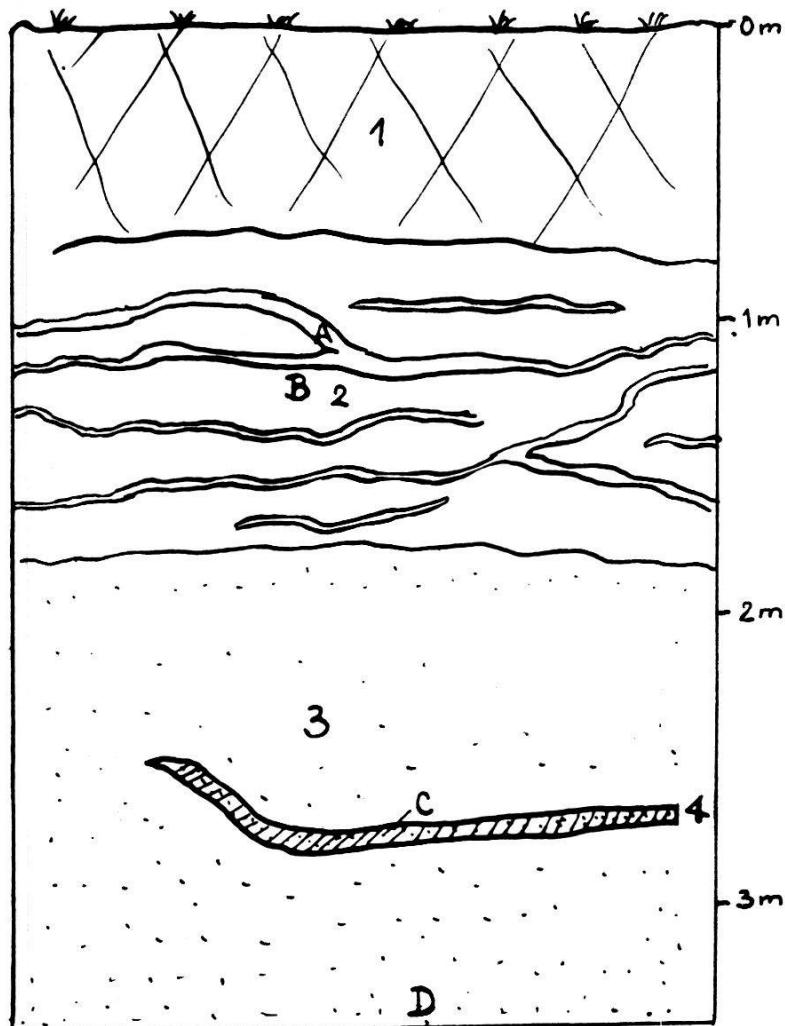


Fig. 12. Moränenaufschluß Hohwacht NW Leuggern

1: Verwitterungsboden. 2: Hellgelber, kalkfreier Sand (Kornprobe B) mit dunklen, rotbraunen, sandigen Querbändern von 0,5 bis 5 cm Breite (Kornprobe A). 3: Strukturloser sandiger Lehm (Kornprobe D). 4: Verbackene, käsiges Lehmschmitze von 1 bis 2 cm Breite = altes Humusprofil, Glühverlust 10,6 % (Kornprobe C)

Die vorliegende Bildung lässt sich datieren: Nach der größten Vergletscherung (Riß II) erfolgte kaltzeitliche physikalische Verwitterung des Moränensandes 3. In derselben oder einer späteren Kaltzeit vollzog sich die solifluktionäre Überdeckung durch den Moränensand mit den verwitterten Bändern. Eindeutige Datierung der solifluktionären Überdeckung ist auch hier nicht möglich, weil ein interglaziales Profil zwischen den Zonen 3 und 2 fehlt. Schließlich kann die Entwicklung der käsigen Lehmschmitze in den sandigen Lehm 3 auch durch Solifluktion erfolgt sein, was allerdings an der Datierungsmöglichkeit nichts verbessert.

4. Fließerde Schöntal SE Endingen

Bei dieser Lokalität ist eine Kiesgrube (50) aufgeschlossen, welche folgendes Profil zeigt:

- a) 80 bis 150 cm Verwitterungsrinde,
- b) 1,50 bis 2,50 m wirre Schüttung, moränenartig, mit großen Blöcken,
- c) 2 m wohlgeschichtete Schotter mit unmerklichem Übergang zu b), z. T. starke Verhärtung,
- d) 1 m Wechsel von Sandlinsen mit auskeilenden Geröllbändern,
- e) 3 bis 4 m Schotter wie c) bis zur Basis der Grube (397 m).

Die Grube liegt am Ostrand des Loohof-Tälchens. Ihr rechter Rand fällt gegen dieses Tälchen ein und zeigt das untersuchte Fließerdeprofil (Fig. 13) im Bereich der Schotterzone e.

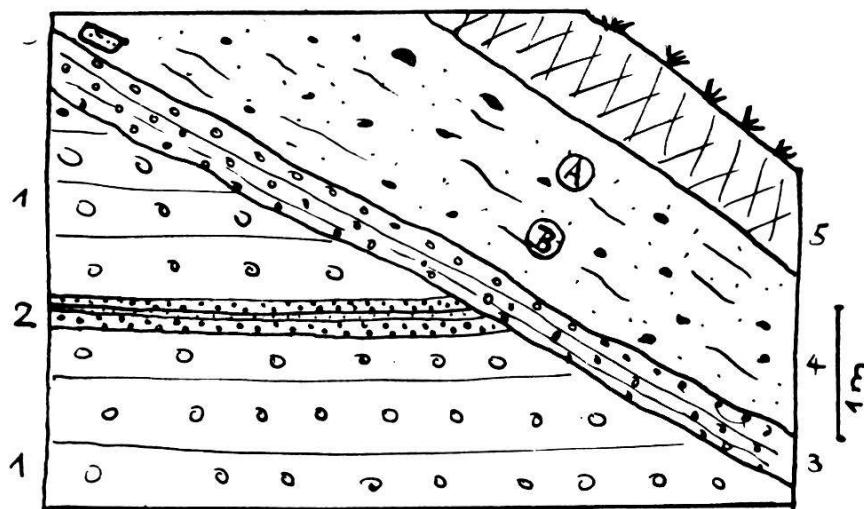


Fig. 13. Fließerde Schöntal SE Endingen

- 1: Schotter der Kiesgrube Zone e mit z.T. schlecht gerundeten Geröllen.
- 2: Feinkies mit eingeschlossenem 3 bis 5 cm breitem, porösem lößartigem Lehmband.
- 3: Diskordante Fließerde, etwa 45 cm, geschichtet, hoher Geröllgehalt.
- 4: Fließerde, Geröllgehalt geringer. Gerölle in der Fließbachse eingeregelt, sehr viele sekundär frostgespalten (etwa 60%). Links oben großer Sandsteinblock, scharfkantig 30 × 15 × 5 cm (Kornproben A,B).
- 5: Verwitterungsboden

Besonders Probe A weist einen beträchtlichen Gehalt an Frostschutt auf. Beide Proben sind völlig kalkfrei und haben einen Humus-

gehalt von 5 bis 6 %. Die Fließerde enthält also sowohl frostverwitterte wie chemisch verwitterte Anteile (etwa 32 % unter 0,02 mm!). Zudem sind Relikte humoser Bodenbildungen in ihr enthalten.

Das Material der Kiesgrube ist ein Riß-II-Schotter, der in Riß-II-Moräne übergeht. Das Loohof-Tälchen, an dessen Hang die Fließerde liegt, streicht ins würmzeitliche Surbtalniveau hinunter. Die Fließerde ist jünger als Riß II und offenbar würmzeitlich wie der Hang des Tälchens.

5. Frostschutt und Fließerde Anzimoos NW Lengnau

In zwei Gruben (47, 48) sind in moränenartige Schüttung übergehende Riß-II-Schotter aufgeschlossen, welche von geröllführenden Lehmen überlagert sind. Untersucht wurde Grube 48, die das Profil von Fig. 14 und die in Fig. 9 dargestellten Analysen zeigt.

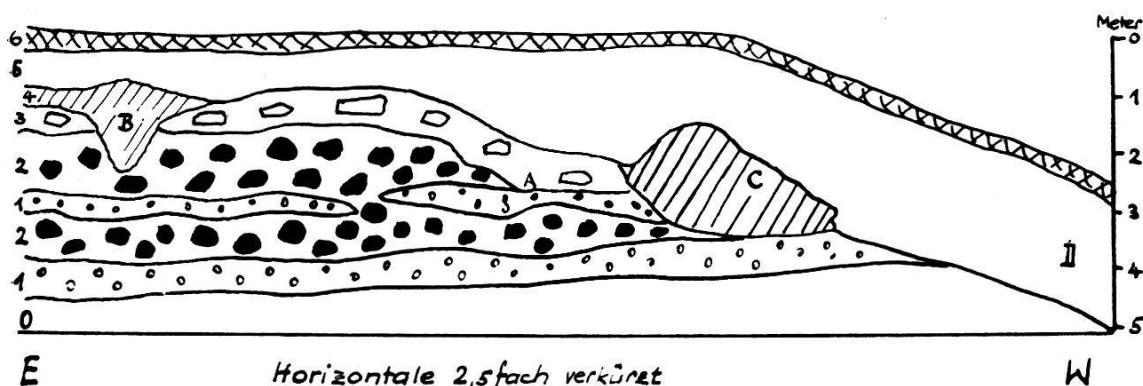


Fig. 14. Aufschluß Anzimoos (48) NW Lengnau

0: Abgewittertes Material im Liegenden. 1: Fluvioglaziale, gut gerundete Schotter von gleichmäßiger Größe, im Mittel 1 bis 2 cm Durchmesser, an einigen Stellen 20 bis 30 ° nach rechts einfallend (Deltaschichtung). 2: Mit undeutlichem Übergang von 1 her: grobblockig kantengerundete Gerölle = Moräne. 3: Hellgelbbrauner Moränenlehm mit großen Blöcken (bis 70 cm). Kornprobe A (Fig. 9). 4: Verwitterte Schotter- und Moränenpartien mit rotbraun verfärbtem Feinmaterial und etwa 15 % frostgesprengten Gerölle (Kornproben B, C). 5: Lehmbräun-dunkelgelbe, lehmig-sandige Frostschutt-Fließerde mit vereinzelten Molassesandsteinen und z. T. kantengestellten, z. T. in der Fließbachse eingeregelten Gerölle, von denen 60 % frostgesprengt sind (Kornprobe D). 6: 40 bis 60 cm rezenter Verwitterungsboden

Der sehr karbonatreiche Moränenlehm A unterscheidet sich im Kornspektrum deutlich von dem überlagernden Verwitterungslehm

(B, C) und dem Frostschuttlehm D. Letztere sind karbonatfrei und enthalten Humusstoffe (D nur sehr wenig!). Zudem sind die Frostschuttkorngrößen deutlich vertreten mit 39 bis 46 %. Die beträchtlichen Feinkornanteile weisen auf chemische Verwitterung hin. Beim Vergleich der Korndiagramme ist unverkennbar, daß die höheren Bildungen zum wesentlichen Teil aus dem Moränenlehm entstanden sind.

Ein interglazialer Nach-Riß-II-Verwitterungsboden wurde durch eine kaltzeitliche jüngere Fließerde überfahren, welche aus chemisch verwittertem Moränenmaterial und Molassesand durch Frostverwitterung aufbereitet wurde. Da der nach W einfallende Hang des Aufschlusses der östliche Talhang des ins würmzeitliche Surtal-niveau ausmündenden Seckenbachtales ist, ist anzunehmen, daß die Fließerde würmzeitlich gebildet wurde.

6. Umgelagerte Moränen Häfeler NW Baden (54) und Holzweg NE Lengnau (46)

Die Kornproben von Fig. 9 wurden an beiden Lokalitäten Bau-gruben entnommen.

Im Häfeler handelt es sich um einen stark verwitterten entkalkten Rißmoränenlehm von großer Konformität, der sehr viele Eisenoxydkonkretionen und etwa 3 % Humusstoffe in 2 m Tiefe enthielt. Dieser Lehm muß umgelagert worden sein. Er enthält 45 % Frostschutt-korn und mehrere frostgespaltene Gerölle.

Weniger verwittert und umgelagert ist die Moräne Holzweg. Die Frostverwitterung ist sehr bescheiden; in den feinsten Fraktionen zeigt sich eine gewisse chemische Verwitterung an. Doch ist es durchaus möglich, daß dieselben primär durch den Rißgletscher aus dem Untergrund aufgearbeitet worden waren. Unter diesen Umständen wäre dieser Moränenlehm seither nicht mehr umgelagert worden.

Die tiefgreifende Umlagerung des Häfeler-Moränenlehms am 10 bis 20° geneigten Hang ist jedenfalls nicht auf rezente Rutschungen, sondern auf kaltzeitliche Fließerdebewegungen zurückzuführen.

7. Fließerde Foren NE Nußbaumen

Fig. 15 stellt einen Ausschnitt aus diesem interessanten Aufschluß dar. Es handelt sich um eine Vermengung und Wechsellagerung

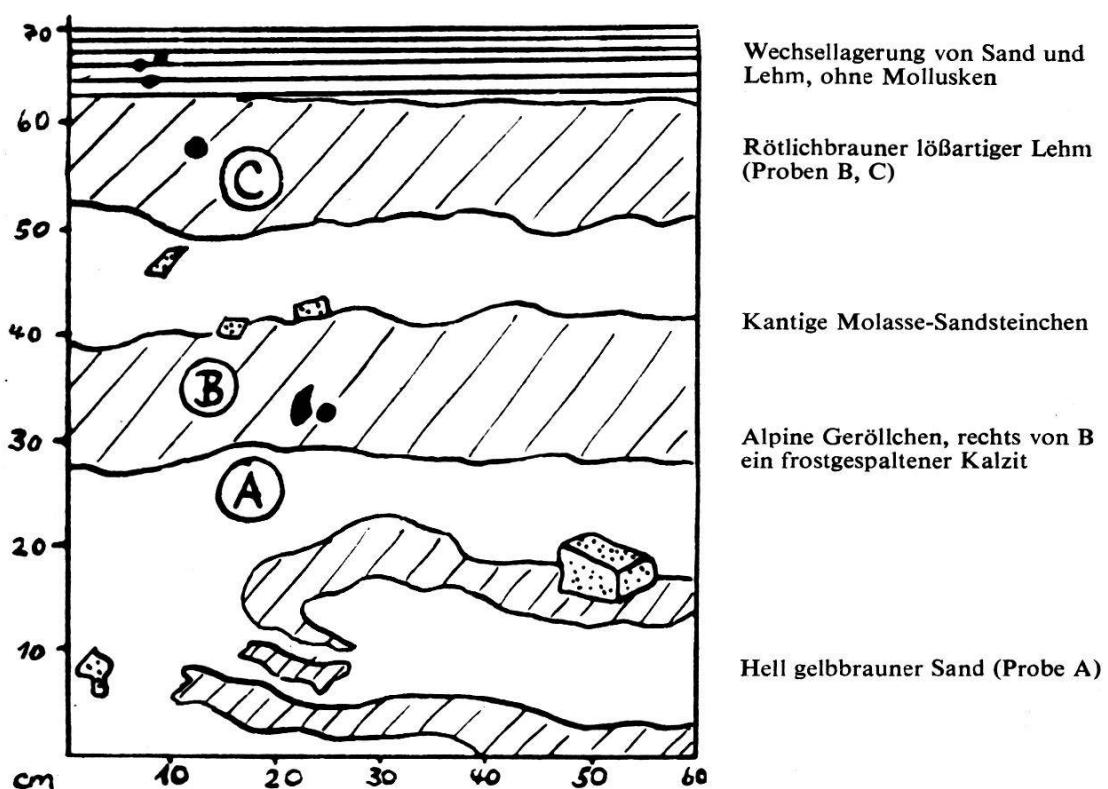


Fig. 15. Fließerde Foren NE Nußbaumen

Basis der Skizze 3 m unter Erdoberfläche; 4 m tiefer als die Basis stehen stark verhärtete Schotter an (nach der Lage HT)

eines hellen Sandes mit einem lößähnlichen Lehm. Die Korndiagramme bestätigen den makroskopisch gewonnenen Eindruck, daß hier Molassesand und Löß miteinander umgelagert und vermischt wurden. Die Gerölle können entweder heraufgearbeitet oder vom etwa 200 m weit weg anstehenden Deckenschotter hieher verfrachtet worden sein. Auf Grund des hohen Karbonatgehaltes ist eine Umlagerung in einem humiden Klima ausgeschlossen. Auch die reichlich vorhandenen Mollusken sind ein Beleg dafür, daß die Umlagerung in einem kalt-ariden Klima erfolgte (Würm?).

Die höhere molluskenfreie Wechsellagerung, die absolut kalkfrei ist, wurde zweifelsohne unter besseren klimatischen Bedingungen gebildet und bei stärkerer chemischer Verwitterung (Spät- oder Postglazial der Würm-Eiszeit?).

8. Weitere Fließerden

Am *Schachen* beim jüdischen Begräbnisplatz zwischen Endingen und Lengnau liegt im Aufschluß (49) über etwa 15 m starkverkitte-

ten Schottern, welche den Aufschlüssen Schöntal und Anzimoos entsprechen, 2 m Lehm mit einer Kontaktzone aus gequetschten Sandsteinbändern. Der Lehm enthält viele frostgespaltene Gerölle, zwei Molassesandsteinplatten von 1 m größtem Durchmesser und einen gut gerundeten Kalkstein (Wangener-Kalk) von 50 cm Durchmesser. Es handelt sich um eine Fließerde vom Typus Anzimoos, welche aus dem Raume Vogelsang-Schachen auf die hier liegenden Riß-II-Schotter gewandert ist.

Gegen *Sandacher* E Endingen im Dorfteil Buck finden sich zwei Anrisse (52) und wurde 1956 eine Baugrube (51) geöffnet, in denen ein fester Lehm vom Typus Häfeler ansteht, der neben kantigen Moränengeschieben sehr viele gespaltene Gerölle enthält. Es handelt sich auch hier um umgelagerte, chemisch und physikalisch verwitterte Moräne.

Der große HT-Schotter-Aufschluß am *Hönger* N Klingnau ist überdeckt im Hangenden mit 10 bis 15 m Riß-II-Moräne. In den obersten Partien derselben sind reichlich Murchisonae-Sandkalke und verkittete Deckenschotterkomplexe (bis 1,5 m breit) eingeschlossen, welche als kaltzeitlicher Wanderschutt von den nordwestlichen Hängen des Acheberg hieher verfrachtet worden sein könnten.

An der *Firsthalde* NE Würenlingen (62) sind aufgeschlossene jüngere Deckenschotter diskordant überdeckt durch einen lockeren Fließerdeschotter, in den Malmkalkblöcke und Brocken von verkitteter «löcheriger Nagelfluh» eingeregelt sind.

Im *Ändigerfeld* SW Vogelsang, im *Berg* W Vogelsang und im *Neubrunnen* zwischen Loohof und Degermoos ist der anstehende Molassesand bedeckt durch einen braunen Verwitterungsboden mit Geröllen. Solche Vorkommen können – wie dies in der Literatur bis jetzt stets erfolgt ist – als «dünner Moränenschleier» beschrieben werden, doch ließe sich auch eine Deutung als dünne Solifluktionsdecke durchaus vertreten.

IV. Die Deckenschotterverstellung bei Mandach

Nördlich Mandach liegen am N-Hang des Buech gegen das Guntenbachtobel zwei Kiesgruben in älterem Deckenschotter auf 490 m Höhe (14,15), welche seltsam verstellte Schotterpakete enthalten. Am extremsten ist dies der Fall im Aufschluß (14) (Abb. 4).

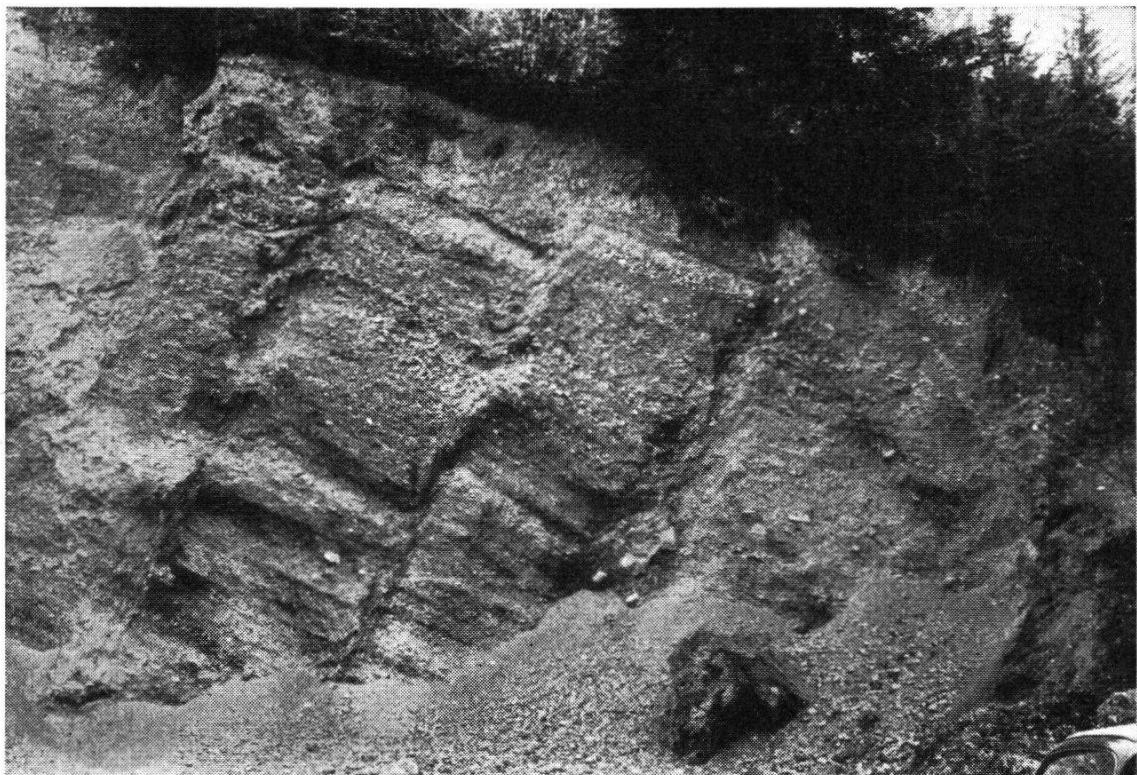


Abb. 4. Deckenschotterverstellung bei Mandach (14)
Erläuterungen im Text

Während in der östlichen linken Hälfte dieser Grube fast horizontale Geröllschichtung vorliegt, fallen rechts vier kompakte Schotterpakete etwa 20° nach W ein. In den verschiedenen Schotterpaketen lassen sich Geröllbänder von bestimmter Konfiguration korrelieren. Sie finden sich nach rechts jeweils 40–90 cm höher. Zwischen einzelnen entsprechenden Geröllbändern zeichnen sich eigentlich gequetschte und verbackene Verbindungszonen ab.

Eine Entstehung durch Abrutschen gegen das Guntenbachtobel oder durch tektonischen Bruch ist wahrscheinlich. Doch kann dies nicht bei gewöhnlichen Verhältnissen erfolgt sein, sonst müßten die Grenzonen zwischen den Schotterpaketen aus zermalmtem Material bestehen. Die verbackenen Verbindungszonen sind nur durch *plastische Deformation* erklärlich. Die Verstellung muß also erfolgt sein, als dieser Schotter die Voraussetzungen für plastische Deformationen aufwies. Solche hatte er bestimmt während *Eiszeiten infolge tiefreichender Boden gefroren*. Warum ist in den obersten 2 m diese Paketstruktur nicht vorhanden? Dort fehlte offenbar die Plastizität, oder die Formen wurden durch Kryoturbation und Erdfließen später

wieder zerstört. Jedenfalls erkennen wir hier die Existenz eines *relik-tischen eiszeitlichen Auftaubodens*, der bis in eine Tiefe von knapp 2 m reichte.

C₂ PERIGLAZIALE FORMRELIKTE

BÜDEL vertritt in seinen Arbeiten die Ansicht, die heutigen Landschaftsformen in Mitteleuropa stellten fast ausschließlich eine fossilisierte Würm-Eiszeit-Landschaft dar. Daß dies für die pleistozänen Schotterterrassen zutrifft, ist nicht von der Hand zu weisen. Zudem lassen sich im periglazialen Bereich der Würmvereisung noch heute *Kleinformen* erkennen, welche nur *unter frostklimatischen Bedingungen entstanden sein können*.

I. Kantenkerben

Die oberen Terrassenkanten von Akkumulationsflächen und höheren Erosionsflächen der Niederterrasse sind gelegentlich zerschnitten durch muldige bis scharf V-förmige Kerben (Abb. 5). Alle diese Kerben sind heute absolut wasserlos und haben z. T. Schuttkegel auf tiefere Terrassenflächen vorgebaut. In besonders großer Zahl finden wir diese Kantenkerben zwischen Villigen und Böttstein (44 Kerben, von denen nur die größeren auf der Karte gezeichnet werden konnten), zwischen Leuggern und Felsenau und westlich Reuenthal am Leibstadter Feld. In die größeren dieser Gräben wurden früher Pferdekadaver (Chaiben) geworfen, so daß sie im Volksmunde heute noch «Chaibegräben» heißen.

Vor einigen Jahren wurde H. CAROL auf solche Gräben an der Bahnlinie Schaffhausen-Zürich aufmerksam. Er erklärte sie mit folgender Theorie:

«Die Gräben an Niederterrassenkanten sind Mündungskerben eiszeitlicher Bäche, die auf Grund der Bodengefrornis die breiten NT-Schotterfelder überfließen konnten und zeitweise ihren Lauf änderten, so mehrere Gräben anlegend. Im Postglazial versickerten diese Bäche am Talrand in den Schottern, wenn sie nicht einen genügend in die Schotterflächen eingetieften und abgedichteten Tallauf weiterbenützen konnten.»

Diese Deutung wäre möglich für die Kerben im Mündungstrichterfeld der Bachtäler bei Villigen und Leuggern. Die äußerst zahlreichen Kleinkerben auf engem Raum im Feld NE Villigen würden durch diese Theorie jedoch nicht erklärt.

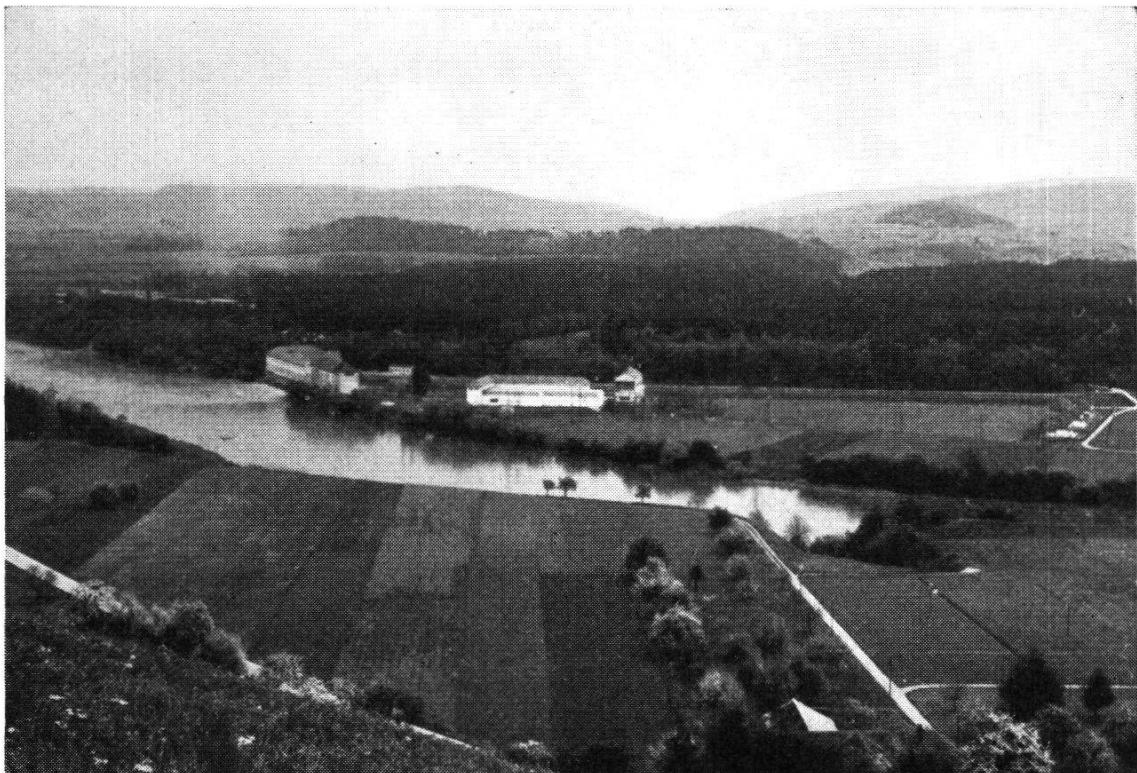


Abb. 5. Kantenkerbe NE Böttstein mit Ruckfeld

Akkumulationsfläche der Niederterrasse mit Kerbe an der Terrassenkante rechts im Mittelgrund. Dahinter Erosionsfläche der NT mit Flußkraftwerk Beznau, über demselben höhere NT-Erosionsflächen mit thermischem Kraftwerk und Tonwarenfabrik Hunziker. Linker Bildrand über der Aare Terrassen von Abb. 1. Horizont links Deckenschotterflächen (DS I) Baldingen-Schneisingen, davor HT-Akkumulationsfläche Ruckfeld mit Waldkulisse. Horizont rechts Dekkenschotterflächen (DS I) Schüliberg-Egg, davor Stutz-Siggenberg mit vorgelagerter Waldkulisse des Bollhöhlzlis auf dem Ruckfeld

Auf Grund seiner (noch nicht publizierten) Untersuchungen im Gebiet Rafzerfeld-Weiach erklärt LEEMANN dort vorkommende Gräben wie folgt:

«Wenige Meter unter der Terrassenfläche liegende undurchlässige Schichten (z. B. anstehende Molasse- oder Moränenlehme) führen das einsickernde Wasser (z. T. in alten vorgezeichneten Rinnen) an den Terrassenhang. Infolge der dort eintretenden starken Durch-

feuchtung rutscht an bestimmten Stellen zeitweise (bis rezent) Material ab und führt zur Bildung wasserloser Gräben.»

Die Formen, welche LEEMANN beschreibt, sind zweifellos richtig erklärt, da in seinem Gebiet durch Grabungen wasserführende Molasselehmhorizonte 1 bis 2 m unter anstehendem NT-Schotter freigelegt waren. LEEMANNS Deutung ließe sich bequem auf die Kantenkerben meines Gebietes übertragen, wenn gleiche Voraussetzungen zu erwarten wären.

In den fraglichen Terrassenflächen meines Gebietes wurde noch kein wasserführender Horizont festgestellt. Wenn anstehende Gesteine direkt unter den Schotter vorhanden wären, müßte es sich im Villiger Feld um sandige Murchisonaekalke handeln, welche 20 bis 30° nach S einfallen (S-Schenkel der Mandacher Aufschiebung). Sie würden jedoch nicht im verlangten Sinne wirken, sondern das Wasser einsickern lassen oder schräg in die Tiefe zum Grundwasserhorizont führen. Zudem ist das ganze Feld durch etwa 1,5 m dichten, grauschwarzen Lehm, der von den im W aufsteigenden Effingermergelhängen abgeschwemmt ist, abgedichtet. Eine ähnliche Abdichtung durch ausgeschwemmten Moränenlehm findet sich auf den Niederterrassenflächen N Leuggern. (Die dort liegenden Acker- und Wiesenfelder sind ausgesprochen feucht.)

Aus meinen Untersuchungen ergeben sich folgende Resultate:

1. Die Kerben treten in großer Zahl auf an relativ schmalen Terrassenflächen; sie fehlen fast vollständig an breiten Terrassenflächen (z. B. NW Würenlingen, im Siggenthal).
2. Diese schmalen Terrassenflächen sind heute durch Lehme oberflächlich gut abgedichtet.
3. N Herdlen / Leuggern, am Hard 500 m SE Leuggern und im Feld N Villigen liegen am Terrassenhang stark *muldenförmige Kerben-Embryonen*, welche 3 bis 10 m unter den oberen Terrassenhang reichen und kleine Schuttkegelchen vorgebaut haben, die in der Luft hängen (Fig. 16).
4. Die Schuttkegel voll entwickelter Kerben fehlen am Aaresteilhang bei Villigen meist, während sie bei Reuenthal und Leuggern auf tiefere Erosionsflächen vorgebaut sind. Rezente Bachläufe münden stets tiefer als diese Schuttkegel auf das untere Niveau hinaus (Fig. 16).

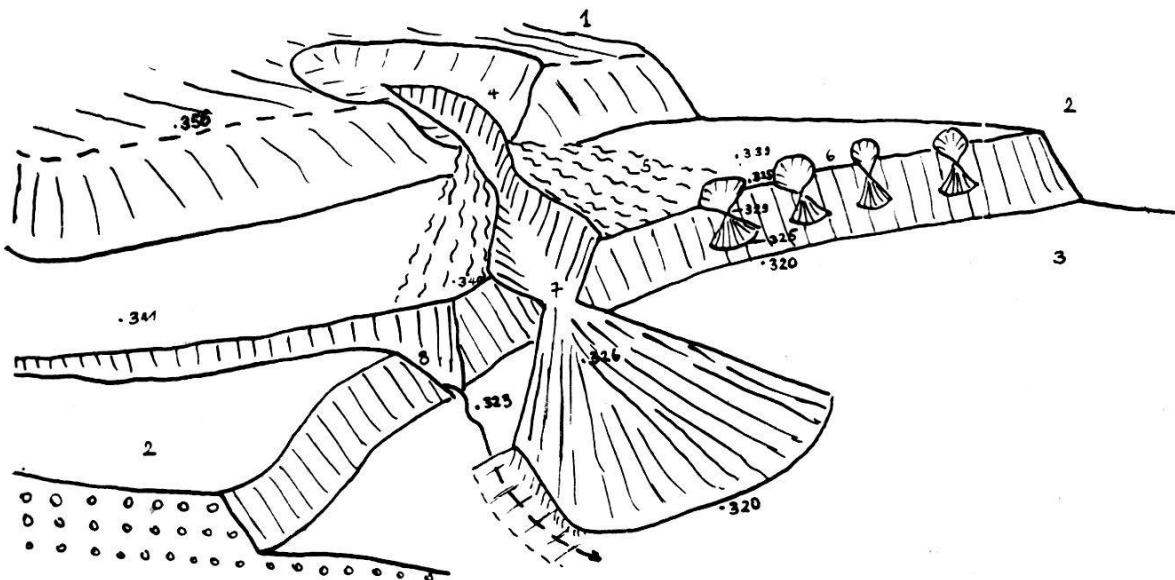


Fig. 16. Terrassenhangdelle und Kantenkerben Letschel N Härden/Leuggern

1: Erosionsfläche der Hochterrasse. 2: Akkumulationsfläche der Niederterrasse. 3: Erosionsfläche der Niederterrasse. 4: Hangdelle. 5: Fließerdefächer. 6: Kantenkerben-Embryonen. 7: Kantenkerbe mit Schuttkegel. 8: Rezente Bachkerbe

Eine Auswertung dieser Tatsachen ergibt folgende Genese der Kantenkerben:

- a) *Gegen Ende des Würm-Hochglazials* muß sich die Aare bereits etwa 10 bis 15 m in die NT-Akkumulationsfläche (341 bis 339 m) eingetieft haben. Die während der kalten Würmwinter in Form von Schnee und Bodeneis gebundenen Wassermengen wurden im Frühsommer durch Schneeschmelze und oberflächliches Auftauen des Frostbodens mit Erde vermischt über die Terrassenflächen gespült (als Fließerde) und flossen über die tiefsten Stellen der Terrassenhänge ab. Dabei entstanden muldige Nischen, um so mehr, als die wasserdurchtränkte Terrassenkante solifluktionsmäßig nachrutschten mußte. Der Dauerfrostboden, der in einer Tiefe von etwa 2 m liegen mochte, wirkte stauend und leitete einsickerndes Wasser zum Terrassenhang. Die so entstandenen *Kantenkerben-Embryonen* sind demnach eine Art periglazialer Miniaturdellen.
- b) *Zu Beginn des Würm-Spätglazials* entwickelten sich einige Kerben-Embryonen nicht mehr weiter, weil der Dauerfrostboden bald verschwand und das im Frühling anfallende Schmelzwasser ver-

sickerte, sofern es nicht über eine *durch Lehm genügend abgedichtete Terrassenfläche* weiter den Terrassenhang erreichen konnte. Überall, wo dies möglich war (vor dem Fließerdefächer von Fig. 16, in der Herdlen, im Villiger Feld), riß das abfließende Schmelzwasser *Kerben*, welche bedeutende Schuttkegel auf die tieferen Erosionsflächen vorzubauen vermochten.

c) *Gegen Ende des Würm-Spätglazials* muß die weitere Ausgestaltung der Kerben zum *Stillstand* gekommen sein mit dem Einzug dichterer Vegetation (Bewaldung), welche das Schmelzwasser zu binden vermochte. – Lokal könnte die Kerbenbildung in historischer Zeit infolge Neurodungs-Kahlschlägen reaktiviert worden sein.

Die Kantenkerben unterscheiden sich mit ihren Schuttkegeln deutlich von den eingekerbten Bachtälern (in Fig. 16; Guntenbach, Bachtäler bei Villigen) mit perennierend fließenden Bächen. Letztere münden in tieferen Niveaus aus als die Kantenkerben.

Die Kantenkerben sind eine Bildung des ausgehenden Hochglazials und des Spätglazials. Aus ihrer Existenz geht hervor, daß die fluviatile Eintiefung in die Niederterrassenschotter und die Schaffung von NT-Erosionsflächen am Ende des Würm-Hochglazials einsetzte und gegen Ende des Würm-Spätglazials zum Abschluß gekommen ist.

II. Terrassenhangdellen

In den östlichen und den westlichen Hang des Hochterrassen-sporns zwischen Strick und Reuenthal (Morphologische Karte, Blatt Zurzach) sind mehrere muldige Nischen eingebettet. Sie sind absolut wasserlos und laufen im W auf die NT-Akkumulationsfläche, im E auf eine überarbeitete HT-Erosionsfläche aus (Abb. 6). Der Übergang in beide Flächen erfolgt mit äußerst flachen Schuttfächern.

Eine Entstehung dieser Formen, welche gar bei über 100 m Breite nur eine Tiefe von wenigen Metern haben können, durch Erosion des fließenden Wassers ist rein unmöglich. Stetig fließende Bäche sind auf dem Sporn des Strick undenkbar, und episodisch fließendes Wasser (etwa von Wolkenbrüchen) hätte Kerben in die Terrassen-hänge schneiden müssen.

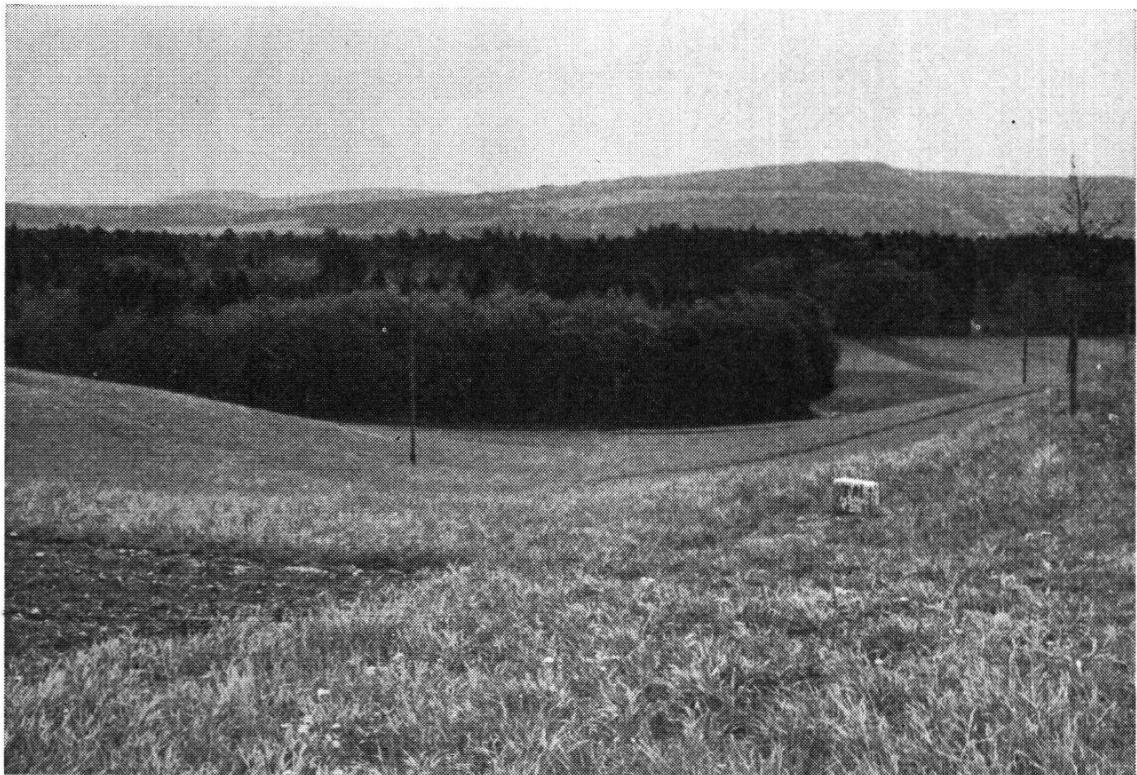


Abb. 6 Terrassenhangdelle am Strick gegen E

Blick in die muldige Form gegen die HT-Erosionsfläche Sandfeld, auf welche sie mit flachem Fließerdefächer ausstreckt. Im Hintergrund Acheberg mit vorgelagertem, stark moränenbedecktem HT-Plateau Hönger, das sich nach links gegen Koblenzer Hard senkt

Durch diese Hangnischen muß in der Würm-Eiszeit vor allem während der frühsommerlichen Auftauperiode anfallende Fließerde abgeflossen sein, welche korrodierend die Nischen muldig auszuweiten und einen flachen Fließerdefächer auf den tieferen Terrassenflächen auszubreiten vermochte (siehe Fig. 16). Der Charakter dieses solifluktionären Abtrags in den Hangdellen offenbart sich in den aufgeschlossenen Hangdellen Steighäuli (Fig. 11) und Scheibenstand Klingnau (Fig. 10).

Sehr häufig streichen die Hangdellen mit flachen Fließerdefächern auf eine Würm-Akkumulationsfläche aus (Strick, Styghalden W Böttstein, Herdlen Fig. 16). Daraus geht hervor, daß sie eine gleichaltrige Bildung wie die NT-Aufschotterung sind.

Am Hörndlubuck E Koblenz streicht der Fließerdefächer einer Hangdelle durch die obere Terrassenkante des Würm-Akkumulationsniveaus auf ein tieferes Erosionsniveau hinunter. Die Hang-

delle war also bis zur Anlage dieser Erosionsfläche aktiv. Die Bildung der Hangdellen ist gebunden an Dauerfrostboden und Solifluktion. Sie fällt deshalb ins Früh- bis Hochglazial der Würm-Eiszeit. Die Lokalität Tüftel ist ein zweiter Beleg dafür, daß die fluviatile Erosion in die NT-Schotter schon am Ende des Hochglazials einsetzte.

Eine ganze Anzahl von Hangdellen weist eine Kerbe auf (z. B. Fig. 16, Oberhalden N Böttstein, Riedholz und Stutz am Nordrand des Ruckfeldes). Bei großem Gehängewinkel wurde diese spätglaziale Form in die ältere früh- bis hochglaziale eingeprägt. Bei geringeren Gehängewinkeln blieben die Hangdellen durch das Spätglazial bis heute fast unverändert erhalten.

III. Dellen

Größere würmzeitliche Muldentälchen, die durch Erdfließen geprägt wurden, sind:

- Heuseil–Länggraben zwischen Geißenloo und Ruckfeld (Abb. 2),
- Grund–Grabacher W Tegerfelden,
- Chriegmannsgraben NW Unterendingen.

In diese Dellen sind spätglaziale Kerben eingesenkt. Die Dellenform des Chriegmannsgrabens streicht auf 380 m ins Würm-Akkumulationsniveau des Surbtals aus. Im Aufschluß (32) und am Steilhang bei Böbihalde sind verhärtete Schotter anstehend. Das Bödeli auf dem Niveau 380 m besteht aus verschwemmt Moränenlehm und Schottermaterial. Daraus geht hervor, daß der Chriegmannsgraben vor dem Hochwürm tiefer auserodiert war. Wahrscheinlich bestand eine tiefe und breite Kerbe, die im Spätglazial Riß II (nach dem Rückschmelzen der Riß-II-Gletscher) ihre erste Anlage erfahren haben dürfte. Bis zum Würm-Hochglazial wurde diese Kerbe auf das Niveau 380 m aufgefüllt und als Delle umgestaltet, in die im Würm-Spätglazial eine Kerbe eingeprägt wurde.

Die beiden anderen erwähnten Dellen streichen ebenfalls ins Würm-Akkumulationsniveau aus und können im gleichen Sinne wie Chriegmannsgraben erklärt werden.

Ein ganzes System von kleineren Dellen hat sich zwischen Acheberg und Koblenz ausgebildet. Sie sind aufgereiht an den zwei Täl-

chen, die von Äpelöö und Laubberghof in das Würm-Akkumulationsniveau zwischen Fittel und Härdli hinausstreichen, in das die Kerbe Steingraben eingesenkt ist.

Eine interessante Untersuchungsmöglichkeit wird sich im Zentrum der Delle Heuseil-Länggraben bieten, sobald die neuen Lehmgruben am Geißenloo-E-Rand im Boden dieses Muldentälchens genügend eingetieft sind.

IV. Nichtglazigene Tälchen

Mit Ausnahme der Surb wurden die Seitentälchen von Rhein und Aare nur während der Riß-II-Eiszeit durch glazogene Gewässer durchflossen. Aus dieser Periode finden wir in einigen Seitentälchen noch glazogene Schotter (z. B. Guntenbachtal). Im übrigen herrschten hier eigene Bedingungen für Erosion und Akkumulation. Sie wurden natürlich weitgehend bestimmt durch das Geschehen im Haupttal; durch die Höher- oder Tieferlegung des Haupttalbodens wurde die Erosionsbasis des Seitenbaches entsprechend verschoben. Es muß eigentlich überraschen, daß alte Talböden in diesen Seitentälern kaum mehr zu finden sind. Anzeichen davon gibt es bei Remigen und im Tägerbachtal. In letzterem Tal ist ein Niveau verfolgbar, das vermutlich in der Riß-Eiszeit angelegt wurde. Sonst sind lediglich würmzeitliche Niveaus in diesen Tälchen vorhanden. Die formschaffenden Vorgänge waren selbstverständlich auch eine Funktion des Klimas. Während Eiszeiten muß die flächenhafte Abtragung besonders groß gewesen sein, so daß das Fehlen älterer Talböden recht gut erklärt werden kann.

Prächtig läßt sich der Würmtalboden des *Guntenbachtales* von der NT-Akkumulationsfläche Leuggern talaufwärts bis zur Mühle Mandach verfolgen. Der Talboden besteht bis hinunter nach Hetteneschwil aus braunroten Kalken, Sanden und Lehmen, welche aus dem Gebiet von Mandach talwärts verfrachtet wurden. Es ist anzunehmen, daß während der Würm-Eiszeit auch Schuttfließen in diesem Tal eine bedeutende Rolle spielte und zu intensiver Materialverfrachtung beitrug. Eine ganze Reihe von Dellen streicht in den Talboden hinaus. Die große *Wanne von Mandach* mit dem schmalen Ausgang des Guntenbachtobels ist zweifelsohne eine Endform fortgesetzten

denudativen und solifluktionären Abtrags, der während der Eiszeiten besonders intensiv war.

Eine ähnliche Riesendelle stellt das *Mülital* zwischen Mandach und Böttstein dar. Der Talgrund bis Auenacker ist erfüllt mit Doggerschutt. Dort mischt er sich mit aus dem Raum Änzematt zugeführten sekundär umgelagerten fluvioglazialen Schottern (Herkunft DS I und DS II), um mit einem prächtigen Talboden auf das Würm-Niveau N Böttstein auszustreichen.

Der Talboden des *Chrüzlibach* streicht vom Eetel über Böbikon hinaus gegen Höchi/Rekingen. Von Böbikon an ist der würmzeitliche Talboden durch eine tiefe Kerbe bis auf wenige Reste weggeräumt. S der Kalkfabrik ist diese würmzeitliche Akkumulation aufgeschlossen (34). Es handelt sich um geschichteten Schutt aus eckigen Wangenerkalken, deren Kanten schwach abgeschliffen sind, und alpinen Geröllen mit viel Feinsand. Diese Ablagerung wurde in Rekingen in vielen Baugruben gefunden und wird als «Chäppeligrin» bezeichnet. Eine Auszählung in der Baugrube der neuen Schulhausanlage Rekingen (35) ergab:

30 Gewichts-% Sand bis Feinsand,
60 Gewichts-% eckiger Wangenerkalk-Schutt,
10 Gewichts-% Gerölle alpiner Herkunft.

Das ganze Plateau Höchi besteht aus diesem Chäppeligrin. 1956 wurde im Kanalisationssgraben des Schulhausneubaus auf 345 m eine Wechsellagerung von intensiv gelbem Lehm mit gelbem Sand (umgelagerte Molasse) und Rheintalkies aufgeschlossen, welche gegen das Plateau Höchi (35) überlagert war von 0 bis 3 m Chäppeligrin. 1950 wurde in der Baugrube des Hauses von Lehrer Worni an der Bahnlinie unter 3,20 m Chäppeligrin mit viel Feinsand 30 cm dichter Lehm angeschnitten. 1954 stellte man in den Baugruben der neuen Siedlung W Höchi teils Rheintalkies, teils Chäppeligrin oder Lehm fest, allerdings ohne aufgeschlossene Kontakte.

Aus der Situation im Kanalisationssgraben N der Baugrube des Schulhauses (35) ergibt sich: Die nicht glazigenen Ablagerungen aus dem Chrüzlibachtal (Lehm, Sand) in Wechsellagerung mit Rheintalschottern wurden gleichzeitig mit der fluvioglazialen Akkumulation gebildet. Sie wurden schuttkegelartig ins Haupttal vorgetrieben, sind also *keine Stauschotter*. Dies geht schon aus den Gefällsverhäl-

nissen des Seitentalausganges hervor. Die nichtglazigene Akkumulation war eine reine Folge der Schuttüberlastung im Chruzlibachtal; denn sie dauerte noch weiter an, als im Haupttal schon erodiert wurde. Dies geht hervor aus dem im Kanalisationsgraben aufgeschlossenen, die basale Wechsellagerung schuttkegelartig überdeckenden Chäppelgrien, welches das ganze Plateau Höchi bildet, und die tieferen Würm-Erosionsflächen des Haupttales stellenweise überschüttet hat. Die nichtglazigene Seitentalakkumulation ist aber sicher älter als die spätglazial bis rezente Einkerbung des Baches bei der Kalkfabrik. Sie ist also eine *früh- bis hochglaziale würmzeitliche Akkumulation*, die von anstehenden Kalken, pleistozänen Schottern und Molasse gespeist wurde. Schuttaufbereitung und Transportintensität waren auf Grund von kaltzeitlicher Vegetationsarmut, starker physikalischer Verwitterung und periodischer Bodendurchtränkungen mit anfallendem Schmelzwasser naturgemäß besonders groß.

Am *Lochbach* und im *Ursprung* SW und S Würenlingen sind ältere muldentalförmige Systemreste in Relikten zu erkennen. Ein solches altes Muldentälchen ist vom Rotchrüz bis Ursprung nach Absenkung des Grundwasserspiegels verkarstet unter Bildung einer Reihe prächtiger *Dolinen und Einsturztrichter*.

Die Tatsache, daß Abtragung und Aufschüttung in nichtglazigenen Tälchen zur Hauptsache in die Eiszeiten fallen, wird weiter bekräftigt durch die großen *Ausräumungen am Acheberg und im Surbtal*. Die «Erosionstrichter» SW Acheberg sind trotz der großen Gehängesteilheit dermaßen muldig ausgeweitet, daß stark denudativ abtragende Kräfte in Rechnung gestellt werden müssen. Dasselbe gilt in noch stärkerem Maße für die Ausräumungen ins Surbtal. Dort kann z. B. die mächtige Ausräumung von Vogelsang als eine gewaltige Delle aufgefaßt werden.

Die *Schuttkegel von Untersiggenthal*, welche in der Kartierung den Eindruck erwecken, als säßen sie schön der Würm-Akkumulationsfläche auf, sind weder ausschließlich spätglaziale, geschweige denn postglaziale Bildungen. Das in ihnen liegende Material steht mit den Ausräumungen am Siggenberg in keinem Verhältnis. Die Erklärung ist einfach: Der Hauptteil des ausgeräumten Schuttes liegt *unter* der Akkumulationsfläche. Ein Beweis dafür liegt vor: In Baugruben nördlich des «O» von Obersiggingen stieß man 1951 auf 3 m schwärz-

lichen Lehm. 1955 erreichte man an der Terrassenkante bei Pt. 370,8 in Baugruben unter 2 m Kies 1 m Feinsand mit schwärzlichen Lehm-schmitzen.

Die Ausräumungen an unseren Talhängen fallen also zu einem wesentlichen Teil ins Früh- bis Hochglazial der Würm-Eiszeit.

D. Wechsel glazigener und nichtglazigener Morphogenese (am Beispiel des Surbtales)

I. Besonderheiten der pleistozänen Talgeschichte des Surbtales

Aus dem Fehlen von jüngerem Deckenschotter schloß FREI (1912), daß das Surbtal zur Mindel-Zeit höher lag als das Akkumulationsniveau des DS II. In seinem Kärtchen mit den Horizontalkurven der Landesoberfläche in der 1. Interglazialzeit hat das Surbtal eine Höhe von etwa 800 m im Raum Schöfflisdorf und 600 m bei Endingen.

FREI gibt aber auf seinem Kärtchen der präglazialen Oberfläche das Surbtal als Talrinne mit Höhen von 600 m im Raum Schöfflisdorf und 530 m bei Endingen an. Dies beruht sicher auf einem Irrtum. Der mindelzeitliche Surbtalraum muß eine Molassehochzone gewesen sein. Wäre er schon im Präglazial eine Talrinne gewesen, müßte in derselben älterer Deckenschotter abgelagert worden sein, von dem noch heute Reste an den Talflanken vorhanden sein müßten. DS I findet sich aber nur auf den das heutige Tal umgebenden Höhenzügen. Aus den Auflagerungsflächen derselben lassen sich flache Rinnen mit dem bei FREI angegebenen Verlauf vermuten:

Baden–Ebnet–Döttingen über den Siggenberg,
Dielsdorf–Siglistorf–Mellikon.

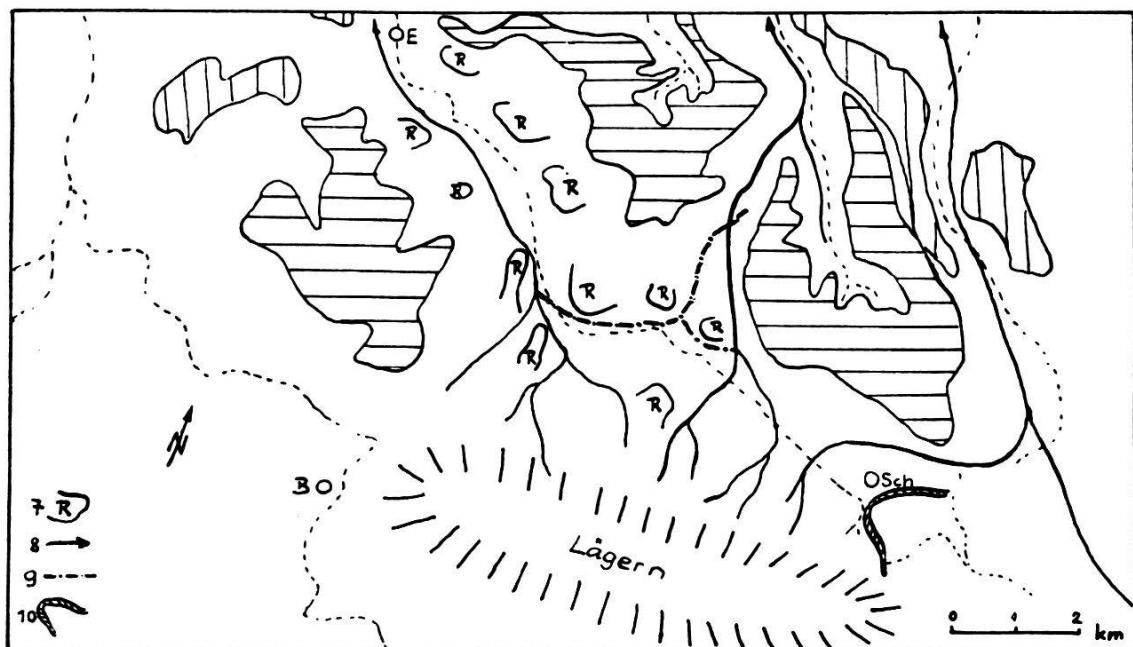
Die Rinne Lägern–Surbtal muß aber, wenn sie überhaupt je existierte, viel flacher gewesen sein als nach FREI.

Jedenfalls mußte direkt N der Lägern eine Molassehochzone existieren, an welche DS I angelagert war (Fig. 17).

Nach der Akkumulation der älteren Deckenschotter herrschte im Surbtal während längerer Zeit *nichtglazigenes Regime*. Von der Lägern über die vorgelagerte Molassehochzone und die nach NW einfallenden DS-I-Flächen muß sich ein konsequentes Entwässerungsnetz entwickelt haben, das durch glazogene Einflüsse während des ganzen Mittel-Pleistozäns nicht mehr gestört wurde. Trotzdem herrschte ein klimabedingter Wechsel in der Erosionsintensität: In Interglazialzeiten führte lineare Tiefenerosion zur Versteilung der Böschungen; in Glazialzeiten erfolgte durch breitflächige Erosion Verbreiterung und muldige Ausgestaltung des Talquerschnittes.



- 1: Molassehochzone N der Lägern
- 2: Älterer Deckenschotter (DS I, heutige Verbreitung)
- 3: Jüngerer Deckenschotter (DS II, heutige Verbreitung)
- 4: Konsequente Entwässerung Postgünz-Postmindel
- 5: Vermutliche flache präglaziale Talrinnen
- 6: Heutiges Entwässerungsnetz



- 7: Rißzeitliche Verflachungen im Surbtal
- 8: Konsequente Entwässerung bis Riß
- 9: Rißzeitliche Anzapfung des Lägern-Tägerbaches durch die Surb
- 10: Würm-Endmoräne Schöfflisdorf

Der nach N über Deckenschotter abfließende Lägern-Tägerbach-Entwässerungsstrang fand für die Talbildung ungünstigere Bedingungen mit Bezug auf Reliefenergie und Petrographie als die in weicher Molasse eingebettete Surb. So vermochte sich letztere stärker einzutiefen und erstere bald abzuzapfen. Die Köpfung des Tägerbaches erfolgte, als sein Talniveau im Raume Schneisingen/Niederweningen auf etwa 510 bis 530 m lag. Zeitlich ist sie ins Riß I zu stellen, weil eine Serie von *Verflachungen* aus diesem Niveau sich surtalabwärts zieht (Fig. 17 und Morphologische Karte), welche einem vor der Größten Vereisung angelegten Talboden (der später allerdings noch morphologisch überarbeitet wurde) entsprechen. Hochterrassenschotter finden sich nicht im Surbtal. Die Schotter SW Dachslern, die SUTER (1944) als HT bezeichnet, sind jünger.

Akkumulation fluvioglazialer Schotter war zur Riß-I-Zeit noch nicht möglich, weil der Talboden höher lag als das HT-Akkumulationsniveau.

Im Interglazial vor der Größten Vereisung (Riß II) erfolgte die Eintiefung einer schmalen Rinne in den breit-muldigen Riß-I-Talboden. Mit dem Vorrücken der Riß-II-Eismassen über die Schwelle von Schöflisdorf geriet das Surbtal wieder in den Einfluß *glazigener Morphogenese*. Zunächst wurde die interglaziale Rinne ausgeweitet und mit Vorrückungsschottern aufgefüllt (Dachslern 43, Hüslieweg 42, Anzimoos 47, 48, W Schachen 49, Schöntal 50). Die Basis der Riß-II-Schotter wurde bei Grundwasserbohrungen* in folgenden Tiefen unter dem heutigen Talboden festgestellt: Tiefenwaag NW Ehrendingen 10,00 m auf Molasse (1951), Schöntal SE Endingen 6,10 m auf Jurakalk (1949), SSE Tegerfelden 11,08 m auf Effingermergeln (1950). Dieser Aufschotterung folgte die Bedeckung durch den Riß-II-Gletscher nach, der das ganze Surbtal zweifellos durch Gletscherschurf bearbeitete und beim Rückschmelzen auf Talhängen und auf eigenen Vorrückungsschottern Moränen liegen ließ.

Es ist möglich, daß einige *problematische Schotterflächen* im Sinne glazialer Randterrassen oder als Vorrückungsschotterflächen im Riß II geschaffen wurden. So ließen sich die problematischen Schotterflächen am Sandacher E Endingen auf 450 bis 460 m erklären, ebenso diejenigen bei Eichhof (41), Schüppel (40) und Säge/Wislikofen

* Die Bohrprofile wurden für diese Arbeit von der Firma Gebr. Meier AG, Brugg, zur Verfügung gestellt.

(39) im Tägerbachtal. Doch läßt sich auch die Ansicht vertreten, es handle sich um ältere Talbodenreste. Diese Deutung drängt sich besonders im Tägerbachtal auf. In den drei Aufschlüssen finden sich nämlich eigene frostkeilartige Geröllstrukturen und Störungen in der Schichtung, welche für fluvioglaziale Schotter anomal sind. Zudem sind in ihnen Blöcke von Wangenerkalken und sehr viel Feinsand enthalten. Es wäre denkbar, daß dieses Material von der Lägern her durch das alte Lägern-Tägerbachtal transportiert und in sekundär umgelagertem Deckenschotter eingeschlossen worden wäre. In diesem Falle wären die problematischen Schotterflächen des Tägerbachtals ins Riß I zu datieren.

Während der Würm-Eiszeit wurde das Surbtal nur solange glazigen beeinflußt, als der Würm-Gletscher bei Schöflisdorf stand. Aus der Frage nach dem zeitlichen Ausmaß *glaziger und nichtglaziger Morphogenese* während der *Würm-Eiszeit* können sich ganz interessante Aspekte ergeben, die im nächsten Abschnitt induktiv erarbeitet und dargestellt werden sollen.

II. Würmzeitliche glazigene und nichtglazigene Bildungen

Die durch Rißmoränen und Würm-Fließerden bedeckten Riß-II-Schotter (siehe Kapitel C₁, Abschnitt III) und älteren Verflachungen bilden den Ausgangspunkt für die Datierung der würmzeitlichen Bildungen, welche diese Überdeckung nicht haben und in der Regel tiefer liegen.

1. Würmzeitliche Surbtalschotter

Das Würm-Akkumulationsniveau des Aaretals greift über Bogen und Chunte (25) von Döttingen gegen Tegerfelden in das Surbtal hinauf. Im Chunte ist das Material dieser Akkumulation aufgeschlossen (Fig. 18).

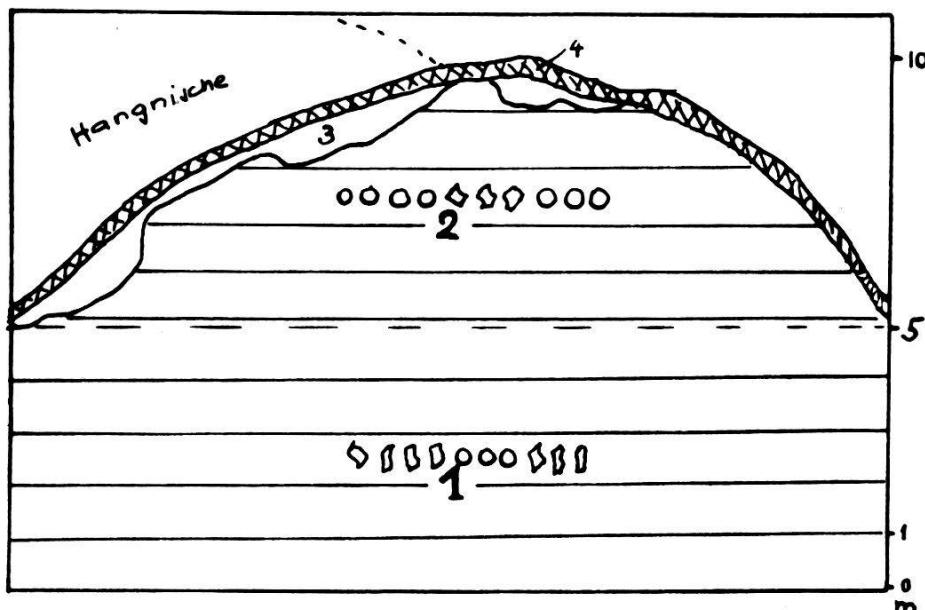


Fig. 18. Aufschluß Chunte SE Döttingen (Basis 335 m)

1: Nichtglazigener Schutt vom Typus Chäppelgrien. 2: Glazigener Schotter. 3: Hoch- bis spätglazialer Fließlehm einer Hangnische. 4: Postglazialer Verwitterungsboden

Die basale Schüttung vom Typus Chäppelgrien (siehe Kapitel C₂, Abschnitt IV) geht nach oben über in eine Mischung von fluvioglazialem Schotter und Chäppelgrien. Eine Auszählung des Materials dieser beiden Ablagerungen ergab nach Größe und Gewichtsprozenten:

a) Zone Chäppeligrien (338 m)

Feinerde < 2,0 mm	22 %	Eckige Wangenerkalke leicht kantengerundet	Gut gerundete alpine Gerölle
Skelett 2,0 bis 10 mm	17 %		
10 bis 20 mm	27 %		
20 bis 50 mm	23 %	69,5 % } 76 % } 70 %	30,5 % } 24 % } 30 %
50 bis 100 mm	11 %	60 % }	40 % }
100 bis 200 mm	—		

b) Zone mit glazigenem Schotter (342 m)

Feinerde < 2,0 mm	18 %	Eckige Wangenerkalke leicht kantengerundet	Gut gerundete alpine Gerölle
Skelett 2,0 bis 10 mm	19 %		
10 bis 20 mm	18 %	18 % } 27,5 % } 31 %	82 % } 72,5 % } 69 %
20 bis 50 mm	24 %		
50 bis 100 mm	15 %	18 % }	82 % }
100 bis 200 mm	6 %	100 %	0 %

Die basale Schüttung entspricht der nichtglazigenen würmzeitlichen Wanderschutt-Akkumulation im Chrüzlibachtal. Dieser Schutt ist eine Mischung von Wangenerkalken (die an der Lägern und von Endingen bis Tegerfelden anstehen), Molassesand und umgelagerten älteren Quartärschottern. Diese nichtglazogene Ablagerung wird in der oberen Partie von fluvioglazialem Schotter durchsetzt, so daß der Kalkschutt stark zurücktritt gegenüber dem Geröllanteil; zudem wird das Korn der Gerölle nach oben etwas größer.

Während der Akkumulation des basalen nichtglazigenen Chäppeligriens wurde im Aaretal zweifellos Niederterrassenschotter akkumuliert. Als der Glattal-Würm-Gletscher das Wehntal (= oberes Surbtal) gegen E abriegelte, begann er ins Surbtal aufzuschottern. Diese Aufschotterung dauerte bis zum Vorrücken in den Endmoränenstand Schöflisdorf an, höchstens noch weiter bis zum erfolgten Rückschmelzen ins Glattal. Die *fluvioglazialen NT-Schotter des Aaretals* wurden also akkumuliert, während die Würm-Gletscher vorrückten; sie sind *im wesentlichen Vorrückungsschotter*.

In einer *Baugrube in den Surbwiesen bei Niederweningen* (44) war 1955 ein reiner eckiger Schutt von Wangenerkalken aufgeschlossen. Nach der Situation handelt es sich dort um einen *alten frühwürmzeitlichen Schuttfächer*, der sich mit einer markanten Geländekante vom Talboden und einem jüngeren Schuttfächer absetzt.

2. Der Auelehm des Surbtales

Beim Bau von Schulhaus und Turnhalle Niederweningen (45) wurde 1955 das nach der Penckschen Lehre sich mit der Endmoräne Schöfflisdorf verzahnende «Schotterfeld» bis in 4 m Tiefe aufgeschlossen. Es fanden sich Wechsellagerungen von gelbbraunem Sand und Lehm mit grauem Lehm, in welchen Molassesand, feine Wangenerkalkbruchstücke und einzelne schlecht gerundete Schotter alpiner Herkunft eingeschlossen waren.

Im selben Jahre wurden im Dorfkern und unterhalb Endingen zwei große Baugruben geöffnet. Bis in eine Tiefe von 3,5 m wurde brauner Lehm angetroffen, in dem ganz selten Gerölle gefunden werden konnten.

Bei den bereits erwähnten Grundwasserbohrungen (Seite 77) wurden über den liegenden Riß-II-Schottern bei Tiefenwaag 4,45 m Lehm angebohrt, welche von 35 cm Torf und 40 cm Verwitterungsboden überdeckt waren. Dieser Lehm ist älter als der holozän gebildete überlagernde Torf und demnach in die Würm-Eiszeit einzuordnen. Die Bohrungen von Endingen und Tegerfelden liegen im Mündungsgebiet von Seitentälern ins Haupttal (Loohof-Tälchen, Stampfibach). An beiden Stellen folgten über den Riß-II-Schottern Auelehm-Zonen von rund 4 m Mächtigkeit, in denen Lehm, Sand und geröllführende Lehme und Sande wechsellagerten. Sie zeigten durchaus den Charakter von Schuttfächern, welche aber *unter* dem heutigen Talboden liegen.

3. Würmzeitliche Formen im Surbtal

Der Talboden des Surbtales lässt sich von den Endmoränen bei Schöfflisdorf (472 m) über Niederweningen (451 m), Lengnau (415 m) bis Endingen-Schöntal (395 m) verfolgen. Talwärts der Malm-Klus SW Endingen zieht sich ein höheres Würm-Niveau hinaus bis zum NT-Akkumulationsniveau Bogen/Döttingen (350 m), während sich das tiefere Niveau, in dem die Baugruben von Endingen liegen, ge-

gen die Surbmündung bei Döttingen auf etwa 325 m senkt. Der Talboden oberhalb Endingen korrespondiert nach den Bohrprofilen mit dem talwärtigen tieferen Niveau und ist demnach jünger als die Würm-Akkumulationsflächen.

Das Querprofil der Würm-Akkumulationsniveaus ist, abgesehen von Hangfußakkumulationen auf der rechten Talseite, fast eben. Die Querprofile der tieferen Auelehmflächen sind ausgesprochen konkav. Dieser Talboden ist mehrfach abgesperrt durch Schuttfächer von Seitentälchen und deshalb spät- bis postglazial versumpft. Während des Zweiten Weltkrieges erfolgten umfangreiche Meliorationen zwischen Dachslern und Lengnau, durch welche diese Sumpfgebiete in fruchtbare Kulturland verwandelt werden konnten.

Der *Auelehm* ist auf Grund des morphologischen Befundes jünger als die früh- bis hochwürmzeitlichen nichtglazigenen und glazigenen Surtalschotter im Chunte. Weil er aber im Bohrprofil Tiefenwaag unter 35 cm holozänem Torf liegt, ist er größtenteils älter als holozän. Er ist somit im wesentlichen eine *Bildung des Spätglazials der Würm-Eiszeit*.

An den Doggerkalkhängen *Laubberg, Belchen, Altenberg NW Tegerfelden* liegen drei Hangdellen (Fig. 19). Sie haben flache Fließ-erdefächer auf die Würm-Akkumulationsfläche Unterfeld ausgebretet. Durch korrodierendes Schuttfließen wurde die Terrassenfläche vor der ersten Hangdelle um rund 10 m erniedrigt. Bei der dritten Hangdelle wurde dieser erniedrigte Terrassenhang durch spätere Prallhang-Erosion der Surb zurückverlegt. Der Schuttkegel der großen Ausräumung von Tegerfelden ist vorne durch die Surb erosiv erniedrigt worden.

Das Schuttfließen aus den Hangdellen dauerte an, bis sich die Surb etwa 10 m eingetieft hatte. Bis zu diesem Zeitpunkt existierte Dauerfrostboden. Also erfolgte die *Eintiefung der Surb schon am Ende des Hochglazials*. Wir kommen so zu einer Schlußfolgerung, die der Ableitung aus der Situation am Fuße der Hangdelle Hörndl-buck-Tüftel E Koblenz vollständig entspricht. Auch der Schuttkegel der Tegerfelder-Ausräumung wurde schon am Ende des Hochglazials angeschnitten, was beweist, daß er im wesentlichen im Hochglazial gebildet wurde.

Die *Ausräumungen* oberhalb Endingen (z. B. Vogelsang) sind jünger als Riß II, weil sie in das im Riß II glazial überarbeitete Riß-I-

Niveau eingetieft sind. Ältere Eintiefungen als Würm sind durch Riß-II-Schotter erfüllt worden, wie das Beispiel der Schotter W Schachen zeigt. Der größte Teil des herausgeräumten Materials muß im Früh- bis Hochwürm talwärts gewandert sein; denn die vorgebauten spät- bis postglazialen Schuttkegel sind im Vergleich zum ausgeräumten Volumen sehr bescheiden. Am Ende des Hochwürm

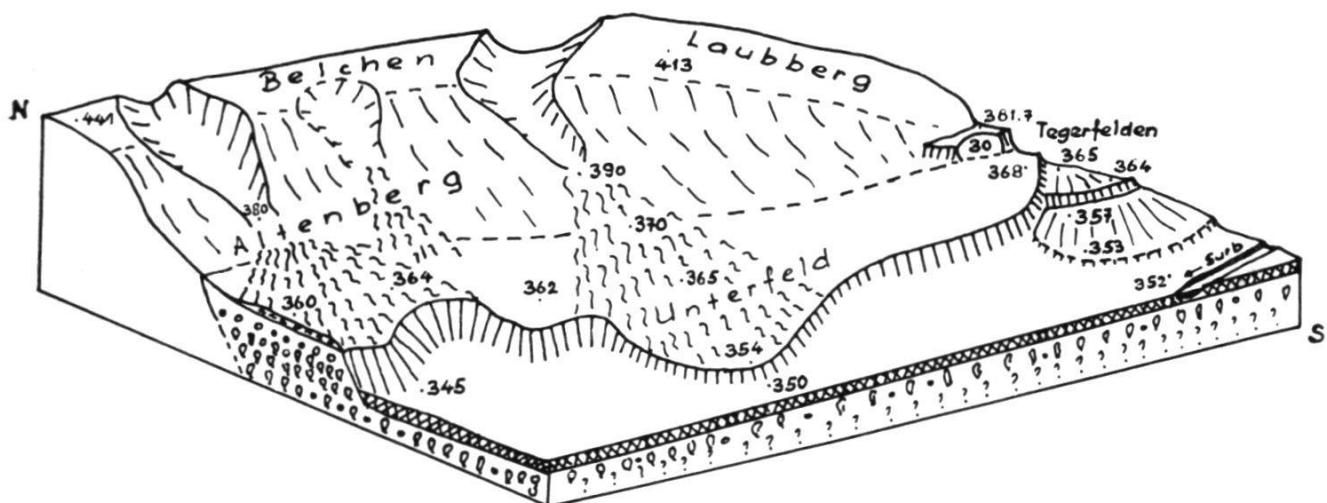


Fig. 19. Fließerdefächer und Formen der würmzeitlichen Terrassen im Surbtal NW Tegerfelden

30 = Hochterrassenschotter-Aufschluß

und im Spätwürm hat die Surb im ganzen Tal oberhalb Endingen alle hochwürmen Akkumulationsflächen (die unterhalb Endingen die rechte Talflanke säumen) weggefegt, sofern nicht die schlecht aufgeschlossenen problematischen Akkumulationsflächen bei Tiefenwaag Reste dieser Niveaus sind. Es ist durchaus möglich, daß noch im Spätglazial der Talboden infolge flächiger Abtragung an Talhängen und in Ausräumungen stark mit Schutt überlastet wurde, der auch durch frühsommerliche Hochfluten nicht mehr weggeräumt werden konnte. Die heute noch vorhandenen Schuttfächer und die Auelehmfläche sind als Bildung des waldlosen Spätglazials aufzufassen. Möglicherweise erfolgten lokale Reaktivierungen der Auelemaufschüttung durch historische Rodungskahlschläge.

III. Die Mammutfunde von Niederweningen

Mit dem Alter des Talbodens der Surb hängt eng zusammen die Datierung der Mammutfunde von Niederweningen (LANG 1892, LÜDI 1953). HEIM bezeichnete das Torflager, in dem die Funde lagen, als «glazial während oder kurz nach dem Würm-Endmoränenstand» (bei Schöfflisdorf). LÜDI stellt es in eine «junge Interglazialperiode oder ein Würm-Interstadial».

Der Fund wurde 1890 in einer Materialgrube beim Bahnbau 250m WNW des Bahnhofes Niederweningen Dorf gemacht in folgendem Profil (nach LANG):

oben 2 bis 4 m verschwemmte kiesige Moräne mit halbeckigen Jurakalken,
unebene Grenze, Kiestaschen,
1 bis 1,5 m Lehm, gelb bis grau (nach unten) = Schlemmprodukt aus
Grundmoränen,
1 bis 1,6 m Torf mit Mammutknochen,
unten 1 m hellgrauer sandiger Lehm und Schlammsand.

Die ehemalige Materialgrube ist heute noch im Gelände erkennbar. Herr Fabrikant J. Bucher-Guyer, Niederweningen, konnte mir die Fundstelle bezeichnen. Sie liegt im früh- bis hochwürmzeitlichen Fließerdefächer, der durch Baugrube (44) in eine Tiefe von 3 m mit Chäppeligrien aufgeschlossen wurde.

Die als verschwemmte kiesige Moräne mit halbeckigen Jurakalken bezeichnete Formation im Hangenden ist nach Geländesituation und Beschreibung zweifellos Chäppeligrien, somit eine früh- bis hochwürmzeitliche Akkumulation, welche durch frühwürmzeitlich abgeschwemmten Lehm unterlagert ist. Die Torfschicht mit den Mammutknochen ist eine Bildung des letzten Interglazials, *die Mammutknochen selber müssen in die Zeit vom letzten Interglazial bis zum Beginn des Würm-Frühglazials datiert werden.*

E. Zusammenfassung der Ergebnisse und Schlußbetrachtungen

I. Beiträge zum Problem der diluvialen Akkumulation und Erosion

Die klassische Eiszeitgeologie ließ die Aufschotterung mit dem Maximalstand der Vergletscherung beginnen und während des Rückschmelzens fortsetzen. Nach ihr fiel die fluvioglaziale, klimatisch bedingte Akkumulation in die zweite Hälfte einer Eiszeit.

In der vorliegenden Arbeit wird nachgewiesen, daß *Niederterrassenschotter, Riß-II-Schotter und Günz-Schotter Vorrückungsschotter* sind. Ihre Akkumulation fällt demnach in die *erste Hälfte der betreffenden Eiszeiten*, also in die Perioden der *Früh- bis Hochglaziale*.

Die schon in älterer Literatur verwendeten Begriffe *Frühglazial, Hochglazial, Spätglazial* werden neuerdings im klimatisch-morphologischen Sinne gebraucht (BÜDEL, SCHAEFER, POSER) mit ganz bestimmten Determinationen.

Die alte Verwendung geschah im Sinne von frühglazialem Gletscherwachstum, hochglazialem Eismaximalstand und spätglazialem Rückschmelzen, war also rein *glaziologisch*. Wenn wir im weitern die Begriffe Früh-, Hoch- und Spätglazial verwenden, kommt ihnen eine *rein klimatisch-morphologische Bedeutung* zu. Nach BÜDEL ist das *Frühglazial* die kalt-ozeanische *Fließerdezeit* mit Bodengefrornis und Tundrenvegetation. Als sekundäre klimatische Wirkung erfolgt im Frühglazial Gletscherwachstum. Das kalt-kontinentale *Hochglazial* ist die *Lößzeit*, in deren Lauf die Gletscher den Höchststand erreichen und ihrerseits die Kontinentalität des Klimas verstärken. Mit besonders scharfem Klimaumschwung setzt das *Spätglazial* ein, die *Übergangsperiode zum interglazialen oder rezenten Klima*, in deren Verlauf das Eisrückschmelzen (wie seinerzeit der früh bis hochglaziale Eisvorstoß!) nachhinkt.

SCHAEFER vermochte u. a. durch Untersuchungen von Hochterrassenschottern im Bodenseegebiet nachzuweisen, daß die Aufschotterung am Ende des Frühglazials einsetzt. Seine Deduktionen werden durch die Befunde der vorliegenden Arbeit wohl grundsätzlich be-

stätigt. Wir gelangen jedoch zur Auffassung, daß die Akkumulation schon *vor* dem Ende des Frühglazials einsetzte. Die klimatisch bedingte eiszeitliche Aufschotterung erfolgt im wesentlichen während der frühsommerlichen Schmelzwasserhochfluten, sobald ein kritisches Gleichgewicht zwischen Wasserführung und Schuttüberlastung überschritten ist. Sie beginnt während des Frühglazials und kann bereits im Laufe des Hochglazials durch Erosion abgelöst werden. Diese Verhältnisse sind bei uns für die Würm-Eiszeit belegt, die frühlazialen Akkumulationsanteile durch die Ablagerungen vom Typus «Chäppelgrien», das Einsetzen breitflächiger Erosion im Hochglazial durch die Kantenkerben-Embryonen und die Dellen, welche auf das oberste Erosionsniveau von Niederterrassen ausstrecken.

Es soll in diesem Zusammenhang ein scheinbarer Widerspruch geklärt werden: Das Ausstrecken von Dellen auf das Würm-Akkumulationsniveau wurde einerseits für die Datierung der Dellen als gleichaltrig wie das Würm-Akkumulationsniveau verwendet. Andererseits finden wir Dellen, die auf ein tieferes Niveau ausstrecken. Die Dellenformen wurden früh- bis hochglazial geprägt, und zwar sowohl während der fluvioglazialen Akkumulation als auch nach deren Abklingen bei bereits tätiger fluvioglazialer Erosion. Wo nun im Vorfeld einer Delle ein Erosionsrand nahe genug an ihren Fließerdefächer herangelegt wurde, mußte derselbe korrodierend erniedrigt werden (Beispiel Tüftel bei Koblenz). Wenn dies nicht der Fall war, breitete sich der Fließerdefächer auf der Akkumulationsfläche weit aus. *Die Bildung der Dellen fällt also im wesentlichen ins Früh- bis Hochglazial. Die fluvioglaziale Erosion setzte noch während des Hochglazials ein.*

Die Akkumulationsflächen der Niederterrassenschotter als früh- bis hochglaziale Bildung könnten theoretisch von hochglazialem Würm-Löß bedeckt sein. Sicher liegt aber nie Löß auf den spätglazialen Erosionsflächen der Niederterrasse. Im Untersuchungsgebiet konnte auf den Würm-Akkumulationsflächen nirgends würmzeitlicher Löß gefunden werden. Sein Fehlen läßt sich mit folgender Überlegung verstehen: Die frisch aufgeschotterten Würm-Akkumulationsflächen mit ihren vegetationslosen mineralischen Rohböden waren hochglaziales Löß-Ausblasungsgebiet, während auf älteren Terrassenflächen mit interglazialen Bodenprofilen gleichzeitig löß-bindende Vegetation vorhanden war.

SCHAEFER postuliert für den Beginn des Frühglazials eine bedeutende Periode breitflächiger Erosion, welche die Auflagerungsfläche der später eingelagerten Schotter ausebnen und ein Kastentalprofil schafft. SCHAEFER geht so weit, daß er behauptet, es genüge für die Datierung von Schottern das Festlegen ihrer Auflagerungsflächen, weil diese sozusagen ideal eben seien. Diese Verhältnisse können im von SCHAEFER untersuchten bayrischen Alpenvorland zutreffen. Bei uns kommt dieser frühglazialen Erosion – wenn es sie überhaupt gibt – niemals diese Bedeutung zu. Das ersehen wir aus den Auflagerungsflächen der Hochterrassenschotter, welche Spannungen von gegen 70 m aufweisen. Auch der prächtig aufgeschlossene DS-II-Kontakt im Steinbruch am Iberig SW Würenlingen (61) senkt sich von 490 m auf etwa 430 m. Wir können also im Untersuchungsgebiet die Schotter-Auflagerungsflächen niemals im Sinne von SCHAEFER für Datierungen verwenden.

Die bereits angeführte, im Hochglazial einsetzende, breitflächige fluvioglaziale Erosion geht im Laufe des Spätglazials über in die linear wirkende interglaziale Tiefenerosion. Dies ist sehr schön überblickbar an den Würm-Terrassen im Raum Würenlingen.

Die Mehrgliederung der Würm-Terrassen (als eingeschachtelte Akkumulationsflächen) von HUG, ERB oder gar HUBER wird durch die Untersuchungen dieser Arbeit widerlegt. Mangels guter Aufschlüsse im Aaretal konnte nicht abgeklärt werden, ob die spätglaziale Auelehmakkumulation im Surbtal eine lokale, nichtglazogene Bildung ist, oder ob sie im Aaretal ein fluvioglaziales Pendant in den tiefsten Terrassenflächen haben könnte. Dieses Problem muß vorläufig ungelöst bleiben.

Hebungsvorgänge spielten in unserem Gebiet während des Pleistozäns eine bedeutende Rolle. Es ist jedoch sehr fraglich, ob rückläufige Tendenzen in diesen Hebungsvorgängen zu Schotterakkumulationen geführt haben könnten, wie dies nach SUTER wiederum JÄCKLI annimmt. Die Resultate der vorliegenden Untersuchung geben zu diesem Problem auch noch keine schlüssige Lösung.

Sicher ist jedoch, daß der *frostklimatischen Formschaffung* eine große Bedeutung zukommt. Nicht nur ihre *Reliktformen* zeugen dafür, sondern auch ihre mannigfachen Ablagerungen in Form von *Löß*, *Fließerden* und *Wanderschutt* nichtglazigener Täler. Die schwache Kantenzurundung des letzteren kann nur verstanden werden als

Folge fortgesetzter Frostspaltung und schuttkegelartiger Umlagerung, wie sie BÜDEL für seine asymmetrischen Tälchen angibt. Jedenfalls ist für diesen Wanderschutt ein fluvioglaziales Abrollen ausgeschlossen.

Die grundsätzliche Frage, ob der eiszeitliche Löß eine rein hochglaziale Bildung (BÜDEL) oder eine spätglaziale (POSER) sei, kann mit den Resultaten aus der vorliegenden Arbeit allein nicht entschieden werden, weil die untersuchten Löße und umgelagerten Löße sich zu wenig genau datieren lassen.

II. Beiträge zur Pleistozänchronologie

Weder fluvioglaziale noch löß- oder solifluktionsstratigraphische Befunde sprechen für eine Mehrgliedrigkeit der *Würm-Eiszeit*.

Bei den Untersuchungen von Lößen und Fließerden ist das Problem einer weiteren Kaltzeit zwischen Riß II und Würm aufgetaucht (Riß III?). Sie ist mangels entscheidend schlüssiger, eingeschachtelter interglazialer Profile nicht nachweisbar, sondern nur vermutbar. Als weiteres Problem für diese vermutete Kaltzeit stellen sich die Fragen: Wo sind ihre fluvioglazialen Schotter? – Ist diese Kaltzeit nicht zu fluvioglazialer Ausprägung gekommen wegen zu geringer Schuttlast bei großer Wasserführung oder starken Hebungs-vorgängen?

Nach Ablagerung des Würm-Lößes Geißenloo herrschte noch Erdfließen, nach Erosion in die Würm-Akkumulationsfläche wurde im Surbtal Auelehm aufgeschüttet: Gab es im Spätglazial der Würm-Eiszeit eine Kaltzeit, welche sich wohl durch Erdfließen und Aufschüttung in nichtglazigenen Tälern, nicht aber durch fluvioglaziale Akkumulation auszuprägen vermochte («Jüngere Tundrenzeit» der deutschen Autoren)

Die Existenzen einer *Riß-I-* und einer *Riß-II-Eiszeit* sind eindeutig belegt durch die Lagerungsverhältnisse von Riß-II-Moränen auf erodierten und verwitterten Riß-I-Schottern, während Riß-II-Moränen im Surbtal direkt Riß-II-Schottern aufliegen. Die Parallelisierung der schweizerischen Riß-Eiszeiten mit Alt-, Mittel- und Jungriß in Deutschland bleibt nach wie vor ein Problem, das durch weitere Untersuchungen im Riß-Altmoränengebiet vielleicht ge-

klärt werden könnte. Entspricht unsere Riß-II-Eiszeit als größte Vereisung dem deutschen Mittel- oder Altriß?

Das *Altpleistozän* wurde im Rahmen dieser Arbeit eigentlich nur flüchtig bearbeitet. Immerhin können sichere Günz-Moränen, z.T. in direktem Kontakt über Günz-Vorrückungsschottern, vorgelegt werden.

Es hat sich gezeigt, daß durch Beziehung *morphologischer Methoden* neue Anschauungen und neue Kriterien für die Datierung und Gliederung gewonnen werden können. Besonders fruchtbar war das Studium von verschieden stark überarbeiteten *Terrassenformen* in Kombination mit an ihnen vorhandenen *periglazialen Kleinformen*. *Systemflächen* sind für Datierungen im untersuchten Gebiet kaum verwendbar.

Interessant für die Kombination von Detailuntersuchungen sind *morphogenetische Spezialfälle*, wie z. B. das Surbtal. An solchen Fällen lassen sich Besonderheiten in Wechselbeziehungen zum Normalen bringen, aus denen tatsächlich neue Kriterien für Datierungen resultieren können.

Ähnliche Verhältnisse im schweizerischen Alpenvorland vermöchten wohl weitere Beiträge in analogem Sinne zu liefern. Solche liegen vermutlich vor in den aargauischen Seitentälern der Aare von Murg bis Bünz. Jedenfalls braucht es noch viele Detailuntersuchungen, bis das mannigfache Geschehen während des Eiszeitalters für unsere schweizerischen Verhältnisse restlos abgeklärt ist.

Druckfehler auf der Morphologischen Karte

1. Auf Blatt Baden gelangte die schmale Riß-II-Schotterfläche am Schachen im Surbtal zwischen Aufschluß (49) und Koordinate 660000 nicht zur Darstellung.
2. In den Legenden beider Karten fehlt der Schuttfächer von «Kantenkerbe, rechts mit Schuttfächer».

Literaturverzeichnis

1. AHNERT F. Zur Frage der rückschreitenden Denudation und des dynamischen Gleichgewichts bei morphologischen Vorgängen, *Erdkunde 1* (1954).
2. AMSLER A. Tektonik der Staffelegg und Bau des Juraostendes, *Ecl. geol. Helv. XIII* (1915).
3. – Tertiäre Hydrographie und Juratektonik, *Ecl. geol. Helv. XV* (1922).
4. – Bemerkungen zur Juratektonik, *Ecl. geol. Helv. XX* (1927).
5. BADER Fr. *Beiträge zur Geologie des nordöstlichen Tafeljuras zwischen Aare und Rhein*, Diss. Zürich 1925.
6. BANDI H.-G. Nochmals die Frage: Überwinterte das Rentier bei uns oder zog es im Winter mitsamt der Bevölkerung nach Süden ab? *35. Jb. Schweiz. Ges. Urgeschichte* (1944).
7. BLOESCH E. Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura, *Neues Jb. Mineralogie, Beilageband XXIX* (1910).
8. – Die große Eiszeit in der Nordschweiz, *Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 31* (1911).
9. BÖGLI A. Aus der Arbeit der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft: Herbstexkursion 1945, *Geogr. helv. 2* (1955).
10. BOESCH H. Bemerkungen zum Terrassen-Begriff, in *Festschrift Professor Hohl*, Utrecht 1956.
11. BRANDENBERGER E. Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse des östlichen Aargaus, *Ecl. geol. Helv. XIX* (1925/26).
12. BRÄNDLIN E. *Zur Geologie des nördlichen Tafeljuras zwischen Aare und Fricktal*, Diss. Basel 1911.
13. BRANDTNER F. Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1951*.
14. BRÜCKNER E. und A. PENCK, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig 1909.
15. BRUNNACKER K. Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1954*.
16. BÜDEL J. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet, *Klimaheft Geolog. Rdsch.* 1944.
17. – Die klima-morphologischen Zonen der Polarländer, *Erdkunde 2* (1948).
18. – Neue Wege der Eiszeitforschung, *Erdkunde 2/3* (1948).
19. – Die Klimazonen des Eiszeitalters, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1951*.
20. – Die «periglazial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde, *Erdkunde 4* (1953).
21. BUGMANN E. *Geomorphologische und Wirtschaftsgeographische Untersuchungen im untersten Aaretal*, Diplomarbeit, Universität Zürich 1954 (gebundenes Manuskript).
22. DU PASQUIER L. Über die fluvioglazialen Ablagerungen der Nordschweiz, *Beitr. Geol. Karte Schweiz 31* (1891).
23. ERB L. Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem schweizerischen Grenzgebiet, *Mitt. Bad. Geol. Landesanstalt Freiburg* 1936.

24. FIRBAS F. *Waldgeschichte Mitteleuropas*, Jena 1949.
25. FLOHN H. Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit, *Erdkunde* 4 (1953).
26. FREI R. Monographie des Deckenschotters, *Beitr. Geol. Karte Schweiz* 1952.
27. FURRER G. *Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark*, Diss. Universität Zürich 1954.
28. – Frostbodenformen in ehemals nicht vergletscherten Gebieten der Schweiz, *Geogr. helv.* 3 (1955).
29. – Die Strukturbodenformen der Alpen, *Geogr. helv.* 4 (1955).
30. GALLWITZ H. Eiskeile und glaziale Sedimentation, *Geologica* 2, Berlin 1949.
31. GEGENWART W. Ein Versuch zur Feststellung der winterlichen Bodenzerstörung, *Petermanns Mitt.* I (1955).
32. GRAUL H. Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des untern Inn und des Hausruck, *Mitt. Geogr. Ges. München* 1937.
33. – Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland, *Geologica Bavarica* 1952.
34. – Bemerkungen zu einer geologischen Übersichtskarte des Iller-Riß-Gebietes, *Z. dtsch. geolog. Ges.* 1953.
35. – Bericht über die Tagung zum Studium schweizerischer Quartärfragen in Aarau, *Eiszeitalter u. Gegenwart* 1954.
36. GUENTHER E. W. Feinstratigraphische Untersuchung eines Lößprofils von Murr, *Eiszeitalter u. Gegenwart* 1954.
37. GUTZWILLER A. Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel, *Verh. Naturf. Ges. Basel* 1912.
38. – Der Löß mit besonderer Berücksichtigung seines Vorkommens bei Basel, *Ber. Realschule Basel* 1894.
39. – Die Gliederung der diluvialen Schotter in der Umgebung von Basel, *Verh. Naturf. Ges. Basel* 1912.
40. HABERBOSCH P. *Baden und Umgebung*, Geologisches Skizzenbuch (1942).
41. HARTMANN A. Erdgeschichtliche Landeskunde des Aargaus, *Mitt. Aarg. Naturf. Ges. XIX* (1932).
42. HEIM A. *Geologie der Schweiz*, Leipzig, 1916–1919.
43. HENNIG E. Zur Entwicklung des schweizerischen Flussnetzes, *Geogr. helv.* 1949.
44. HEUSSER H. *Beiträge zur Geologie des Rheintales zwischen Waldshut und Basel, mit besonderer Berücksichtigung der Rheinrinne*, Diss. Basel 1926.
45. HOLZER H. Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Lößes auf sedimentpetrographischer Grundlage, *Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie* 1952.
46. HUBER R. Ablagerungen aus der Würmeiszeit im Rheintal zwischen Bodensee und Aare, *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich* CI (1956).
47. HUG J. Die Zweiteilung der Niederterrasse im Rheintal zwischen Schaffhausen und Basel, *Z. Gletscherkunde* (Berlin) III (1909).
48. JÄCKLI H. Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reußtal, *Geogr. helv.* I (1956).

49. KLUTE F. Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-/Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit, *Erdkunde* 4 (1951).
50. KNAUER J. Widerlegung der Einwendungen K. Trolls gegen die Vorrückungsphasen der Würmeiszeit, *Mitt. Geogr. Ges. München* 1937.
51. – Zur Theorie der «überfahrenen» Würm-Endmoränen, *Mitt. Reichsstelle Bodenforschung* (München 1941).
52. – Gedanken über die Bildung der fluvioglazialen Täler im Alpenvorland und die Ursachen für ihre Zuschüttung, *Geologica Bavarica* 1953.
53. – Die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande, *Petermanns Mitt.* 4 (1953).
54. – Über die zeitliche Einordnung der Moränen «Zürich-Phase» im Reußgletschergebiet, *Geogr. helv.* 2 (1954).
55. KRAUS E. Zur Zweigliederung der südbayrischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode, *Eiszeitalter u. Gegenwart* 1955.
56. LANG A. Geschichte der Mammutfunde, nebst Bericht über den Mammutfund in Niederweningen, *Neujahrsbl. Naturf. Ges. Zürich* 1892.
57. LAUTERBORN R. Über Staubbildung aus Schotterbänken im Flußbett des Rheins; ein Beitrag zur Lößfrage, *Verh. naturh.-med. Vereinigung Heidelberg* 1912.
58. LÜDI W. Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen, *Veröff. Geobot. Institut Rübel Zürich* 1953.
59. – Die Vegetationsentwicklung seit dem Rückzug der Gletscher in den mittleren Alpen und ihrem nördlichen Vorland, *Veröff. Geobot. Institut Rübel Zürich* 1955.
60. MOESCH C. Geologische Beschreibung des Aargauer Jura, *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, Lfg. IV (1867).
61. – *Geologische Beschreibung der Umgebung von Brugg*, 1867.
62. MOSER S. Entwurf zu einer geomorphologischen Übersichtskarte 1:200000 für das Gebiet des Mittellandes und des Juras, *Geogr. helv.* 2 (1955).
63. MÜHLBERG F. Die erratischen Bildungen im Aargau, *Mitt. Aarg. Naturf. Ges. I* (1878).
64. – Der Boden von Aarau, in *Festschrift zur Eröffnung des neuen Kantons-schulgebäudes*, Aarau 1896.
65. – Geologische Karte 1 : 25000 der Lägernkette mit Erläuterungen, *Ecl. geol. Helv.* 1901.
66. – Erläuterungen zur geologischen Karte des untern Aare-, Reuß- und Limmattales, *Ecl. geol. Helv.* 1905.
67. – Der Boden des Aargaus, *Mitt. Aarg. Naturf. Ges.* (1911).
68. MÜLLER F. *Frostbodenerscheinungen in NE- und N-Grönland*, Diplomarbeit, Universität Zürich 1954 (gebundenes Manuskript).
69. OERTLE W. *Ein morphologischer Deutungsversuch in der Ostschweiz*, Diss. Universität Zürich 1954.
70. POSER H. Boden- und Klimaverhältnisse in Mitteleuropa während der Würmeiszeit, *Erdkunde* 1/3 (1948).
71. – Zur Rekonstruktion der spätglazialen Luftdruckverhältnisse in Mittel- und Westeuropa auf Grund der vorzeitlichen Dünen, *Erdkunde* 1/2 (1950).

72. – Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima, *Eiszeitalter u. Gegenwart I* (1951).

73. RATHJENS C. Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland, *Petermanns Mitt. II* (1951).

74. – Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1954*.

75. – Zur Frage der Gliederung der Würmeiszeit, *Petermanns Mitt. II* (1955).

76. SCHAEFER I. *Die diluviale Erosion und Akkumulation*, Landshut 1950.

77. – Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland, *Zschr. dtsch. Geol. Ges. 1951*.

78. – Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet, *Geologica Bavarica 1953*.

79. SCHEIDIG A. *Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften*. Dresden und Leipzig 1934.

80. SCHÖNHALS E. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1951*.

81. SELZER G. Diluviale Lößkeile und Lößkeilnetze aus der Umgebung Göttingens, *Geol. Rdsch. 1936*.

82. SOERGEL W. *Löße, Eiszeiten und paläolithische Kulturen*, Jena 1919.

83. – *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin 1920.

84. – Diluviale Eiskeile, *Z. dtsch. geol. Ges. (Stuttgart) 1936*.

85. STEEGER A. Diluviale Frostbodenerscheinungen am Niederrhein, Klimaheft *Geol. Rdsch. 1944*.

86. STEIN M. *Morphologische Karte und Kartierung*, Diplomarbeit, Universität Zürich 1945 (gebundenes Manuskript).

87. – *Morphologie des Glattales*, Diss. Zürich 1948.

88. SUTER H. *Geologie von Zürich einschließlich seines Exkursionsgebietes*, Zürich 1939.

89. – Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt und Rhein, *Ecl. geol. Helv. XXXVII* (1944).

90. TROLL C. Diluvialgeologie und Klima, Klimaheft *Geol. Rdsch. 1944*.

91. – Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde, Klimaheft *Geol. Rdsch. 1944*.

92. – Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation, *Erdkunde 1/3 (1948)*.

93. VOSSELER P. *Morphologie des Aargauer Tafeljuras*, Diss. Basel 1925.

94. – *Die tertiäre Entwicklung des Aargauer Tafeljuras*, Basel 1925.

95. WAGNER G. *Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte*, Oehringen 1931.

96. WEBER A. Glazialgeologie des Tößtales und ihre Beziehung zur Diluvialgeschichte der Nordschweiz, *Mitt. Naturw. Ges. Winterthur 1928*.

97. – Zur Glazialgeologie des Glattales, *Ecl. geol. Helv. XXVII* (1934).

98. WEIDENBACH F. Gedanken zur Lößfrage, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1951*.

99. WEINBERGER L. Frostspalten und Froststrukturen in Schottern bei Leipzig, Klimaheft *Geol. Rdsch. 1944*.

100. WOLDSTEDT P. Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa, *Eiszeitalter u. Gegenwart 1954*.

101. WOLDSTEDT P. *Das Eiszeitalter*, Band I, Stuttgart 1954.
102. WUNDT W. Die Mitwirkung der Erdbahnelemente bei der Entstehung der Eiszeiten, Klimaheft *Geol. Rdsch.* 1944.
103. – Abtragung und Aufschüttung in den Alpen und im Alpenvorland während der Jetzzeit und der Eiszeit, *Erdkunde* 1 (1952).
104. ZEUNER F. E. Riss or Würm? *Eiszeitalter u. Gegenwart* 1954.
105. ZINK F. Zur diluvialen Geschichte des Hochrheins und zur Altersstellung der paläolithischen Station «Murg», *Mitt. Reichsstelle Bodenforschung* (Freiburg i. Br. 1940).

