Periglaziale Bildungen

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Mitteilungen der aargauischen Naturforschenden Gesellschaft**

Band (Jahr): **25 (1958)**

PDF erstellt am: **31.05.2024**

Nutzungsbedingungen

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

Haftungsausschluss

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

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

http://www.e-periodica.ch

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 rezenter 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 Frostschutt- 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 Autobahnbauten (SELZER) geschaffen werden. Es ist möglich, daß die kommenden Jahre in der Schweiz durch die bevorstehenden Autobahnbauten 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 skelettführend 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

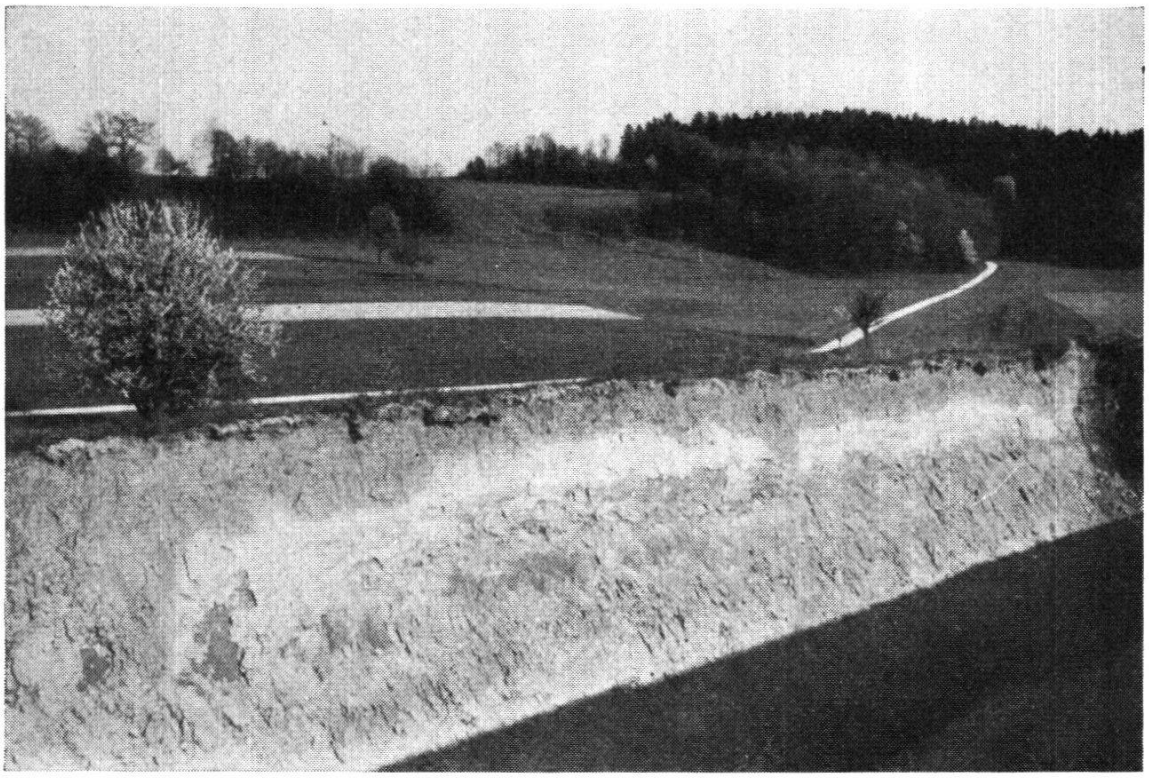


Abb. 2. Lößwand im Geißenloo (27), Delle und Terrassenhänge am Ruckfeld
Verwitterungsboden und obere Verlehmungszone (dunkel), oberer Löß in der oberen Partie durch Austrocknung ganz hell. Die untere Verlehmungszone beginnt etwa 1 m höher als der Schlagschatten. – Die Straße verläuft durch die Längsachse 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 rötlichbrauner Lehm

bis etwa 260 cm: hellgelber, nach Regengüssen rasch trocknender, kalkreicher, poröser, schnekkenführender Löß

bis 400 cm: dunkler, lange feuchtbleibender, kalkreicher, poröser, schnekkenführender 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

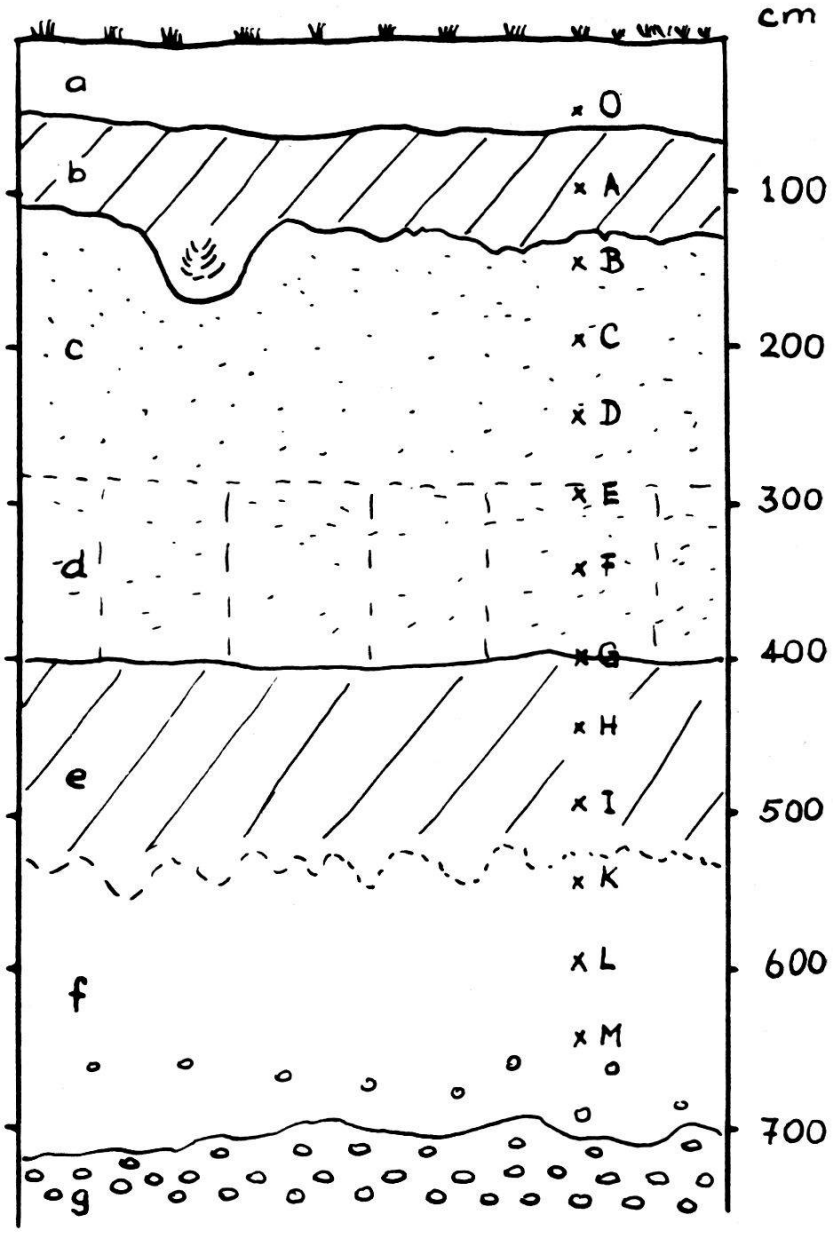


Fig. 6 Lößprofil Geißenloo S Döttingen

× = 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 gröberen 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 gröberen 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 gröberen 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 Kalkröhrchenkonkretionen.

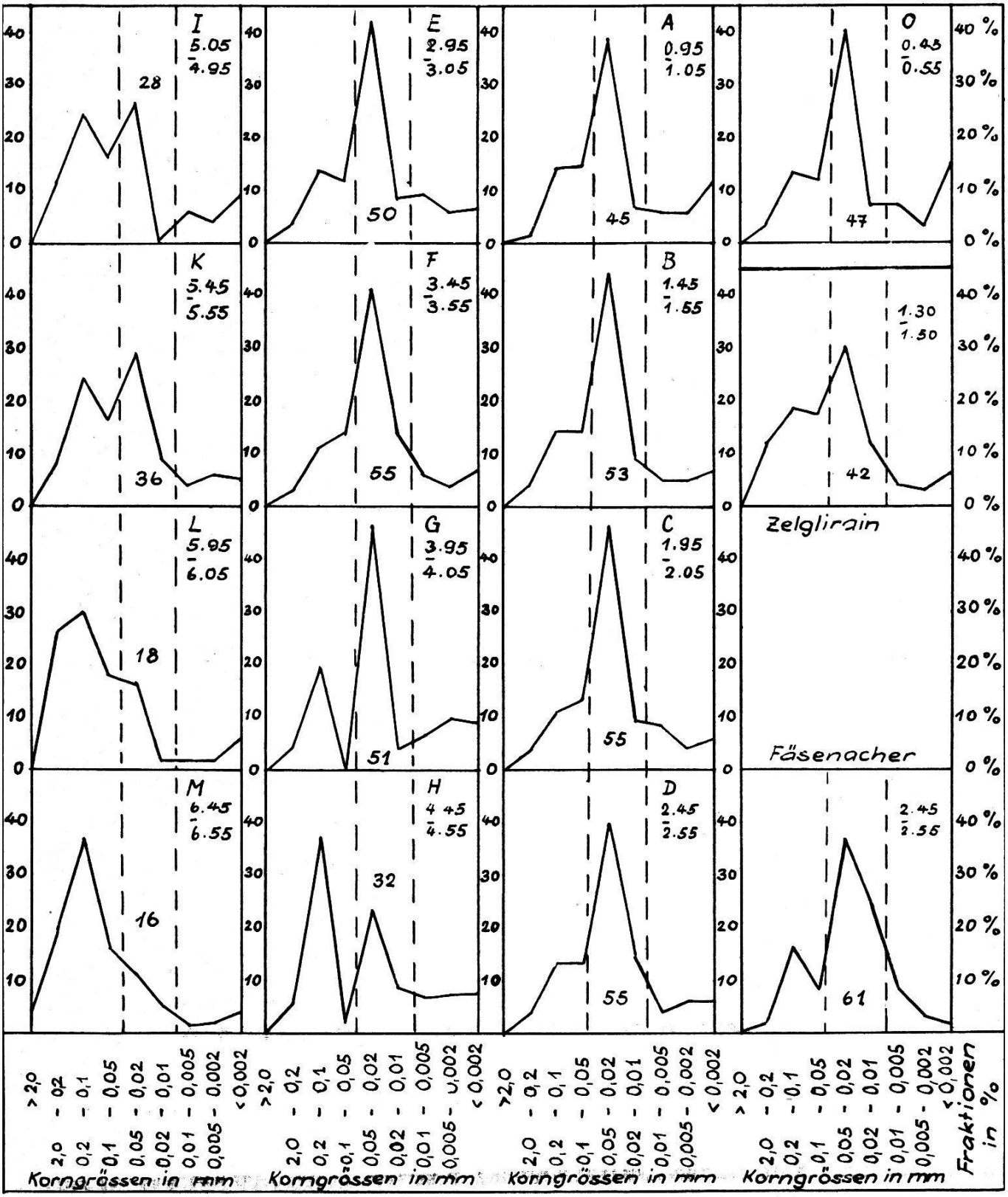
Die Zonen a und b, Proben A und O, sind vollständig entkalkt.

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 Kalkröhrchenkonkretionen auf, welche etwa auch «Wurzelröhrchen» genannt werden, und entstehen durch Ausklei-

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

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

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



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

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 CO_2 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 Kalkröhrchen 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 vermischte 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 gewesen, 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 Lößschnecken 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 gescheckte*s 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.

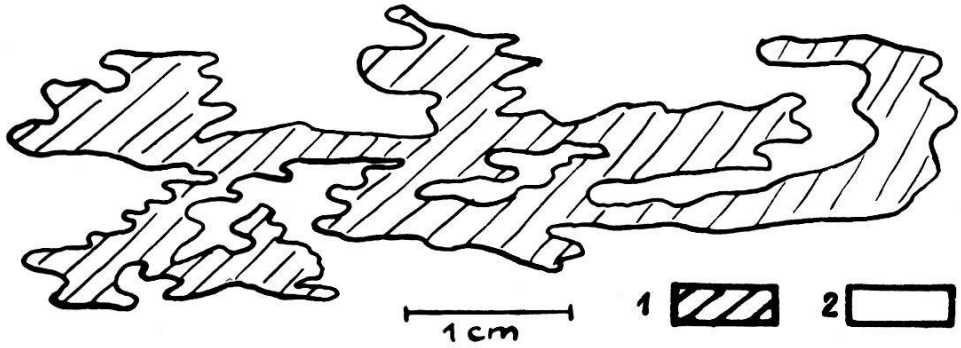


Fig. 8. Durchmengungsstrukturen in der oberen Verlehmungszone des Lößes Geißenloo S Döttingen
1 = dunkelrotgelb, 2 = hellgelbbraun

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 (Lößtundra) als klima-morphologischer Zone, seine Verlehmungszone einer Frostschuttundra, welche die Lößtundra 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 Kalkröhrchen 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 Kalkröhrchen 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 erfüllte 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 Fließerden

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 verkennen 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 CASAGRANDEschen Frostkriteriums eingetragen sind.

1. Kryoturbation Scheibenstand Klingnau

Dieser Aufschluß (22) (Fig. 10) liegt im untersten Teil einer Hangdelle 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

Umgelagerte Moräne Hohwacht A 1.20
dunkelrotbraune, sandige Querbänder von 0,5 bis 5 cm Breite
0 % Karbonate

Hohwacht B 1.40
hellgelber Sand
0 % Karbonate

Hohwacht C 2.80
verbackene, käsige Lehmschmitzen von 1 bis 2 cm Höhe
0 % Karbonate
10,6 % Glühverlust

Hohwacht D 3.50
strukturloser, sandiger Lehm
0 % Karbonate

Moräne Fäsenacher 5.00
0 % Karbonate

Umgelagerte Moräne Häfeler 2.00
0 % Karbonate
3,3 % Glühverlust

Umgelagerte Moräne Holzweg 2.00
29,5 % Karbonate

Moräne und Fließerde Anzimoos D 1.90
0 % Karbonate
1,2 % Glühverlust

Anzimoos C 1.70
0 % Karbonate
5 % Glühverlust

Anzimoos B 1.50
0 % Karbonate
3,3 % Glühverlust

Anzimoos A 2.50
lehmig-kiesige Moräne
32 % Karbonate

Fließerde Steighäuli C 1.80
34,5 % Karbonate
> 100 Kalkröhrchen
1 Lößkindel 8 × 4 × 3 cm
7 kleine Lößkindel
3 eckige Steinchen
3 *Trichia hispida* (L.)
11 *Succinea oblonga* (DRAP.)
5 Schalenfragmente

Steighäuli A 2.00
39,5 % Karbonate
Gegen 200 Kalkröhrchen
2 eckige Steinchen 6 mm
1 Molluskenschalenfragment

Steighäuli B 3.00
32 % Karbonate
gegen 100 Kalkröhrchen
5 kleine Lößkindel
1 eckiger Alpenkalk
1 *Trichia hispida* (L.)
3 *Succinea oblonga* (DRAP.)
4 Schalenfragmente

Kryoturbation Scheibenstand Klingnau A 1.50
25,5 % Karbonate
> 100 Kalkröhrchen
kleine Lößkindel
1 Schalenfragment

Scheibenstand Klingnau B 2.50
28 % Karbonate
Sand mit 4 eingeschlossenen Lößkindeln

Fließerde Foren C 2.40
rötlichbrauner Lehm
17,5 % Karbonate
75 *Trichia hispida* (L.)
73 *Pupilla muscorum* (L.)
1 *Clausilia parvula* (STUD.)
1 *Columella edentula* (DRAP.)
5 *Succinea oblonga* (DRAP.)
sehr viele Schalentrümmer

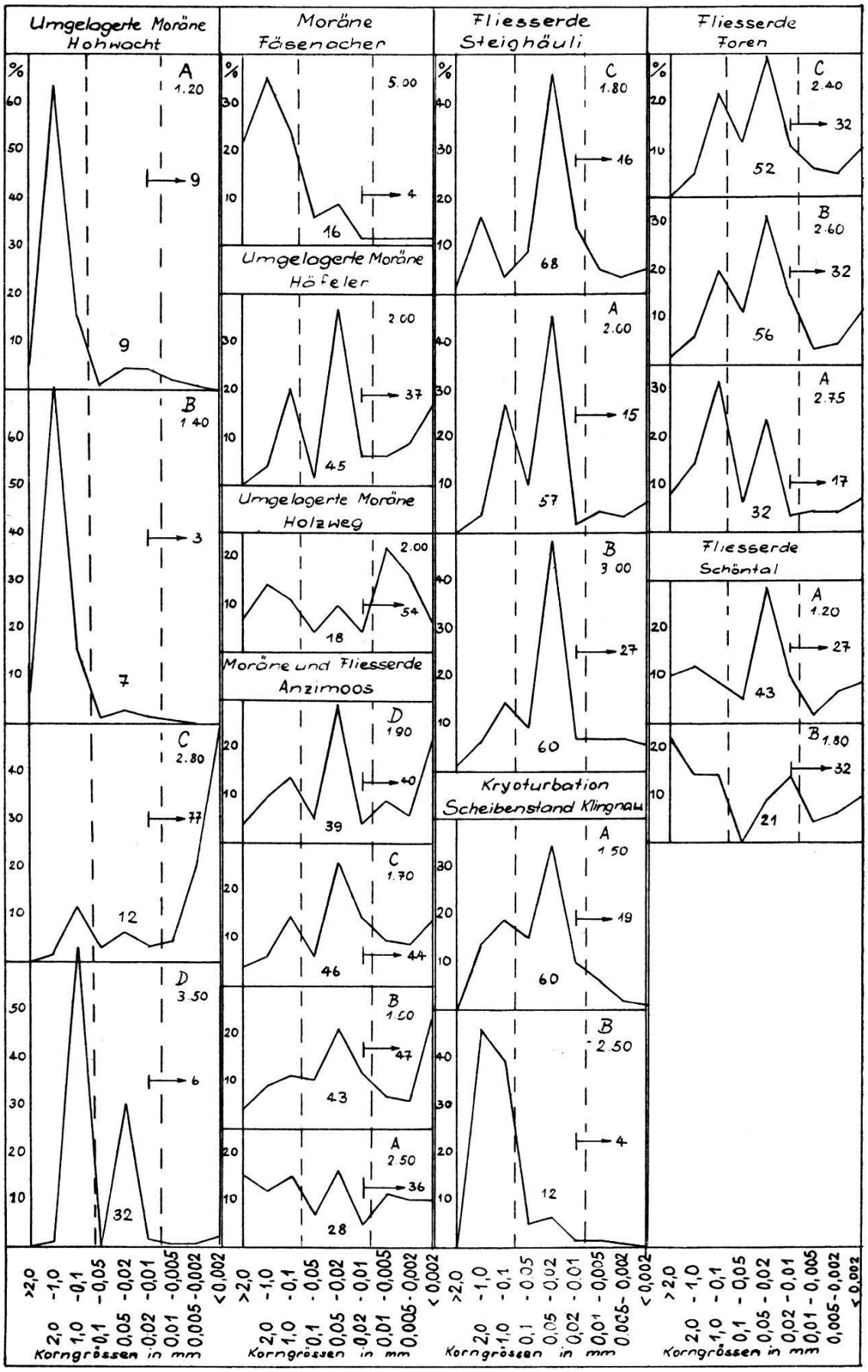
Foren B 2.60
rötlichbrauner Lehm
16 % Karbonate
ca. 30 Kalkröhrchen
1 Molassesandsteinchen 4 mm
14 Pupilla muscorum (L.)
sehr viele Schalentrümmer

Foren A 2.75
hellgelbbrauner Sand mit Molasse-Sandsteinchen bis 9 mm
17 % Karbonate
2 *Succinea oblonga* (DRAP.)
4 *Pupilla muscorum* (L.)
10 Schalenfragmente

Fließerde Schöntal A 1.20
0 % Karbonate
6 % Glühverlust

Schöntal B 1.80
0 % Karbonate
5,1 % Glühverlust

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


Umgelagerte Moräne Hohwacht
Moräne Fäsenacher
Fliesserde Steighäuli
Fliesserde Foren
Umgelagerte Moräne Häfeler
Umgelagerte Moräne Holzweg
Moräne und Fliesserde Anzimoos
Kryoturbation Scheibenstand Klingnau
Fliesserde Schöntal
Korngrössen in mm

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:

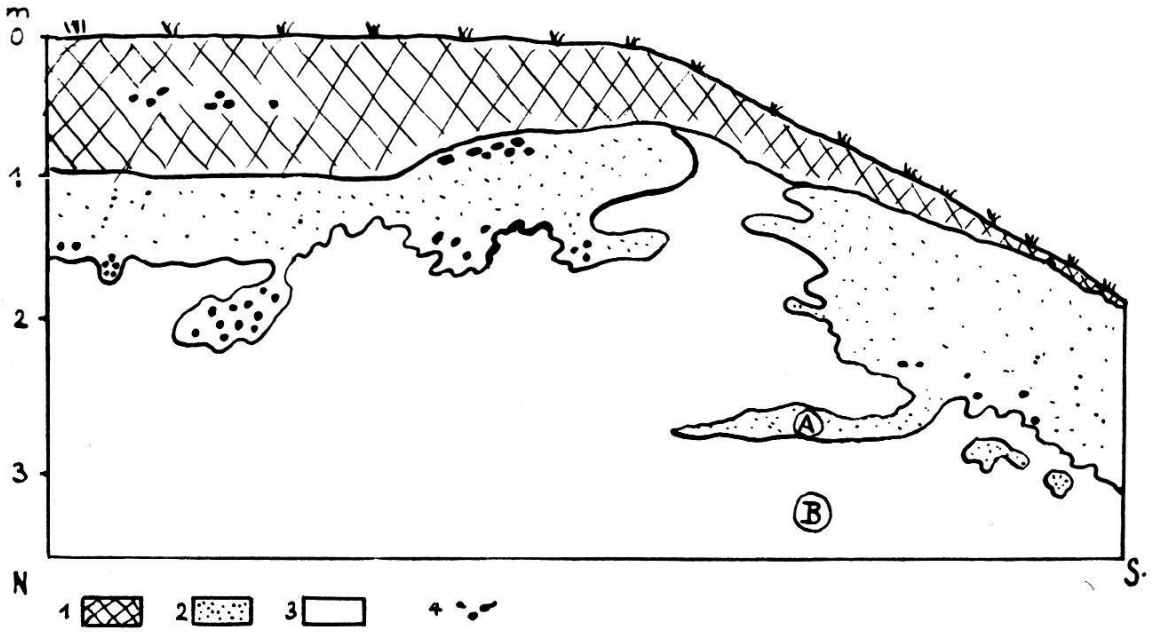


Fig. 10. Aufschluß Scheibenstand Klingnau

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

Über den zur Riß-II-Eiszeit akkumulierten Moränensand 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-

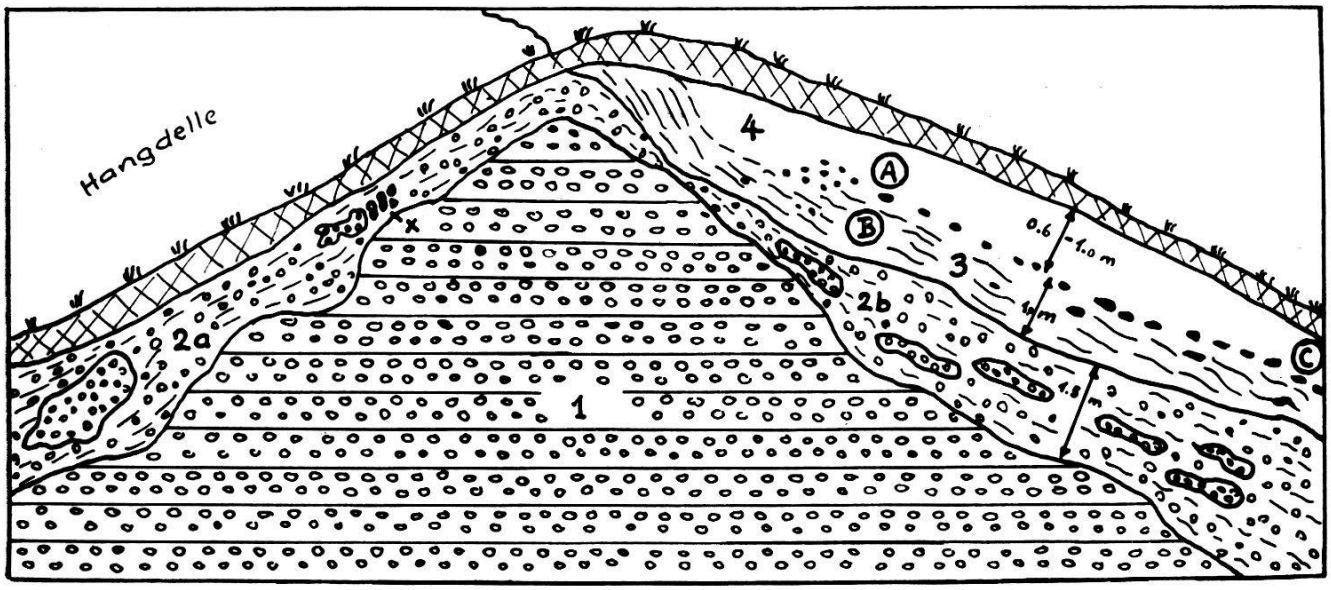


Fig. 11. Aufschluß Steighäuli N Klingnau

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 kantengestellt hinter dem Block). Die Gerölle sind deutlich in der Fließachse 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 Schichtungsstruktur 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 eingeblasenem Löß vermischt, der hier am steilen Hang durch Rutschungen und vielleicht auch periodische Abspülungen leichte Schichtung erhielt und dem viele Gerölle einverleibt 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 strukturloser, 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).

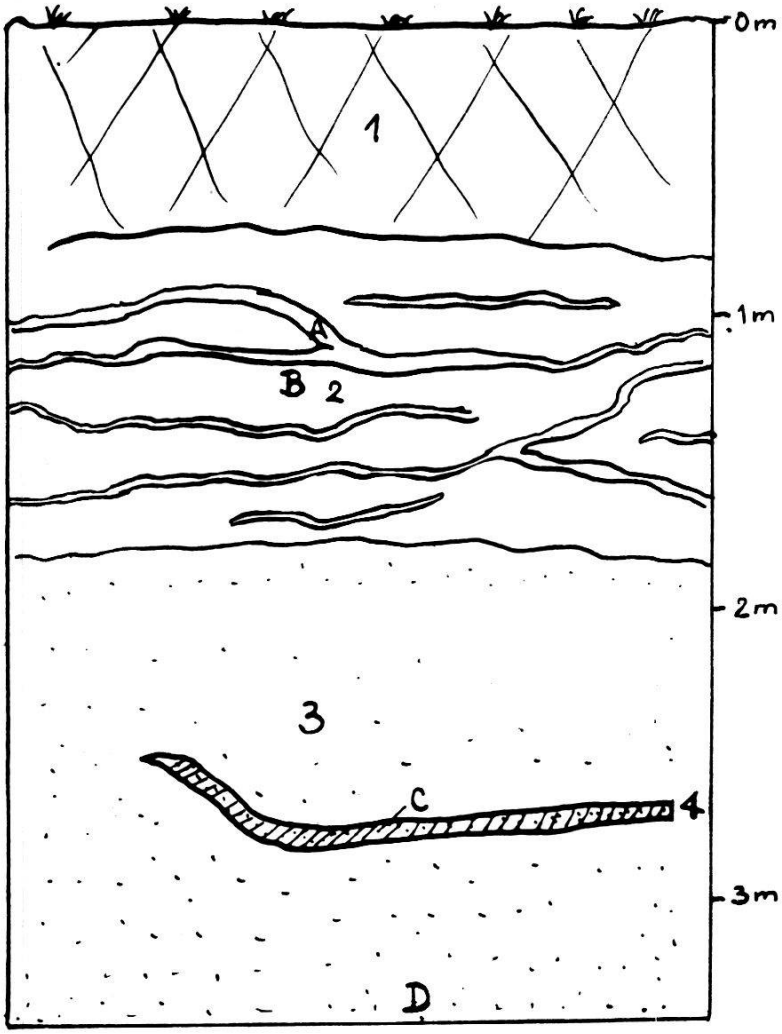


Fig. 12. Moränenaufschluß Hohwacht NNW Leuggern

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, käsige 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 Einwicklung 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.

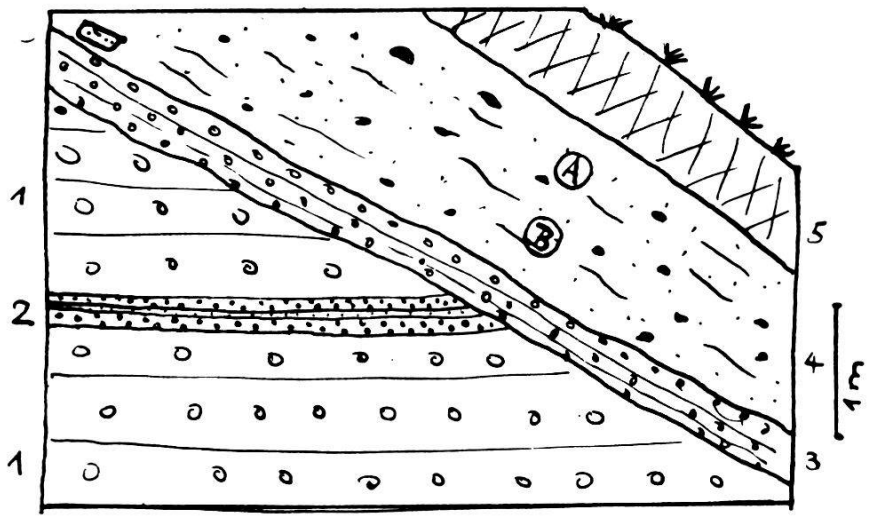


Fig. 13. Fließerde Schöntal SE Endingen

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 Fließachse 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.

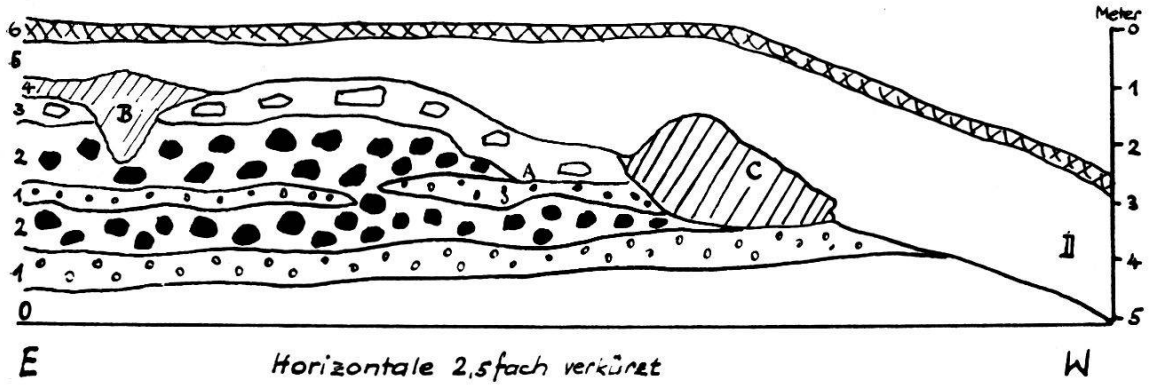


Fig. 14. Aufschluß Anzimoos (48) NW Lengnau

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 Geröllen (Kornproben B, C). 5: Lehmbraun-dunkelgelbe, lehmig-sandige Frostschutt-Fließerde mit vereinzelten Molassesandsteinen und z.T. kantengestellten, z.T. in der Fließachse eingeregelten Geröllen, 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 Surbtalniveau 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 Baugruben entnommen.

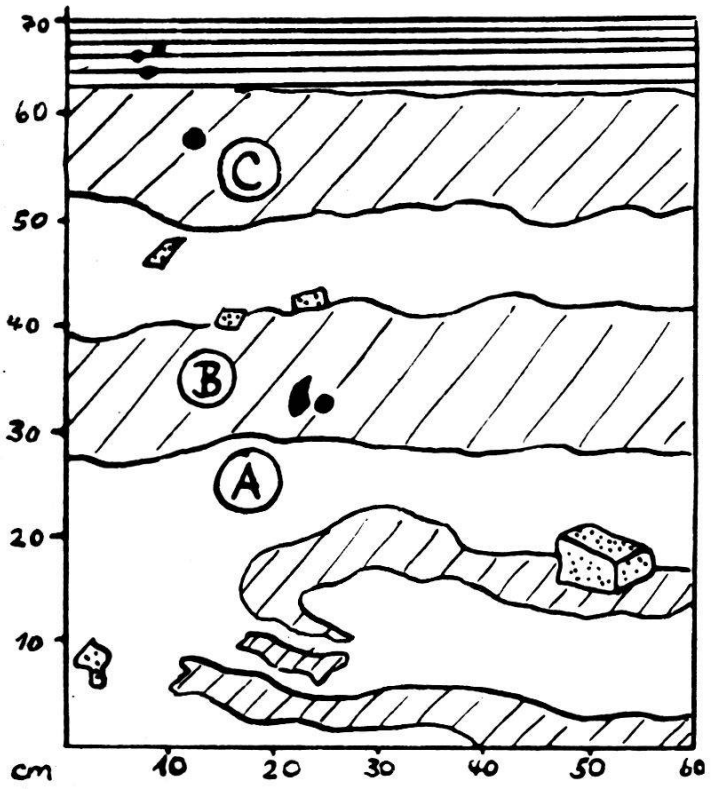
Im Häfeler handelt es sich um einen stark verwitterten entkalkten Rißmoränenlehm von großer Konformität, der sehr viele Eisenoxydkonkretionen und etwa 3 % Humusstoffe in 2 m Tiefe enthielt. Dieser Lehm muß umgelagert worden sein. Er enthält 45 % Frostschuttkorn und mehrere frostgespaltene Gerölle.

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



Wechsellagerung von Sand und Lehm, ohne Mollusken

Rötlichbrauner lößartiger Lehm (Proben B, C)

Kantige Molasse-Sandsteinchen

Alpine Geröllchen, rechts von B ein frostgespaltener Kalzit

Hell gelbbrauner Sand (Probe A)

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 Dorfteile 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).

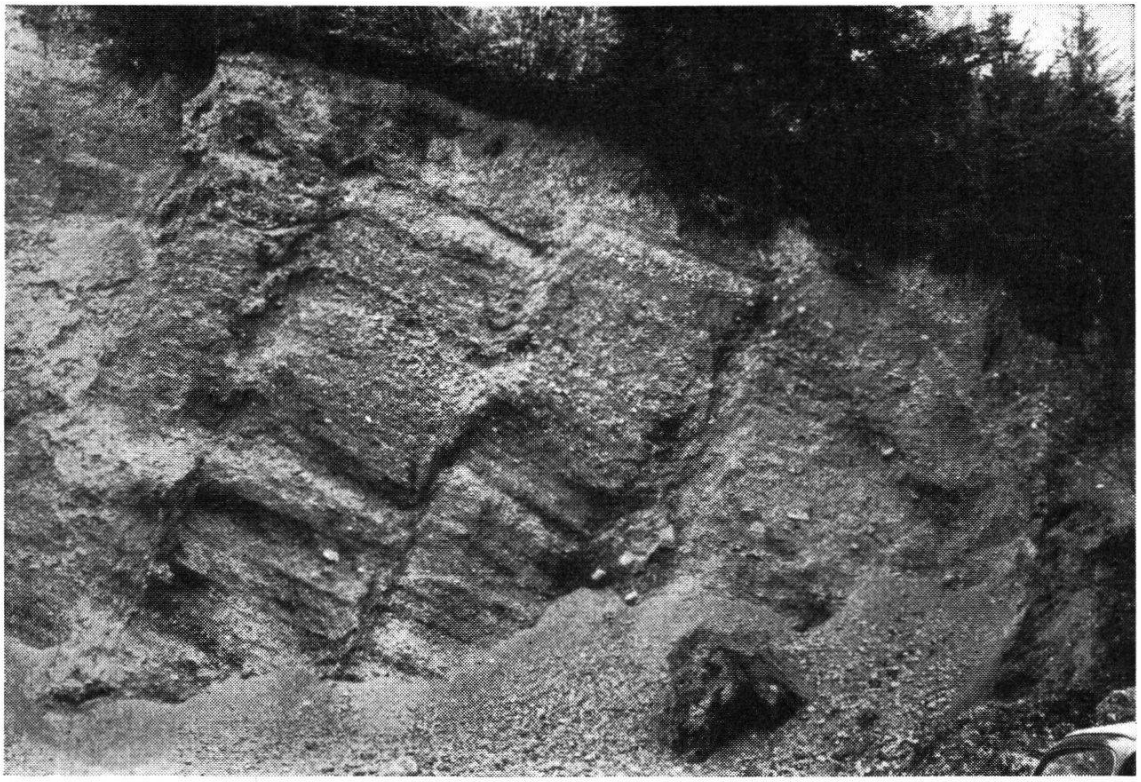


Abb. 4. Deckenschotterverstellung bei Mandach (14)
Erläuterungen im Text

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 eigentümlich 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 Grenzzonen 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 Bodengefrornis.* 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 *reliktischen eiszeitlichen Auftaubodens,* der bis in eine Tiefe von knapp 2 m reichte.

C_2 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.

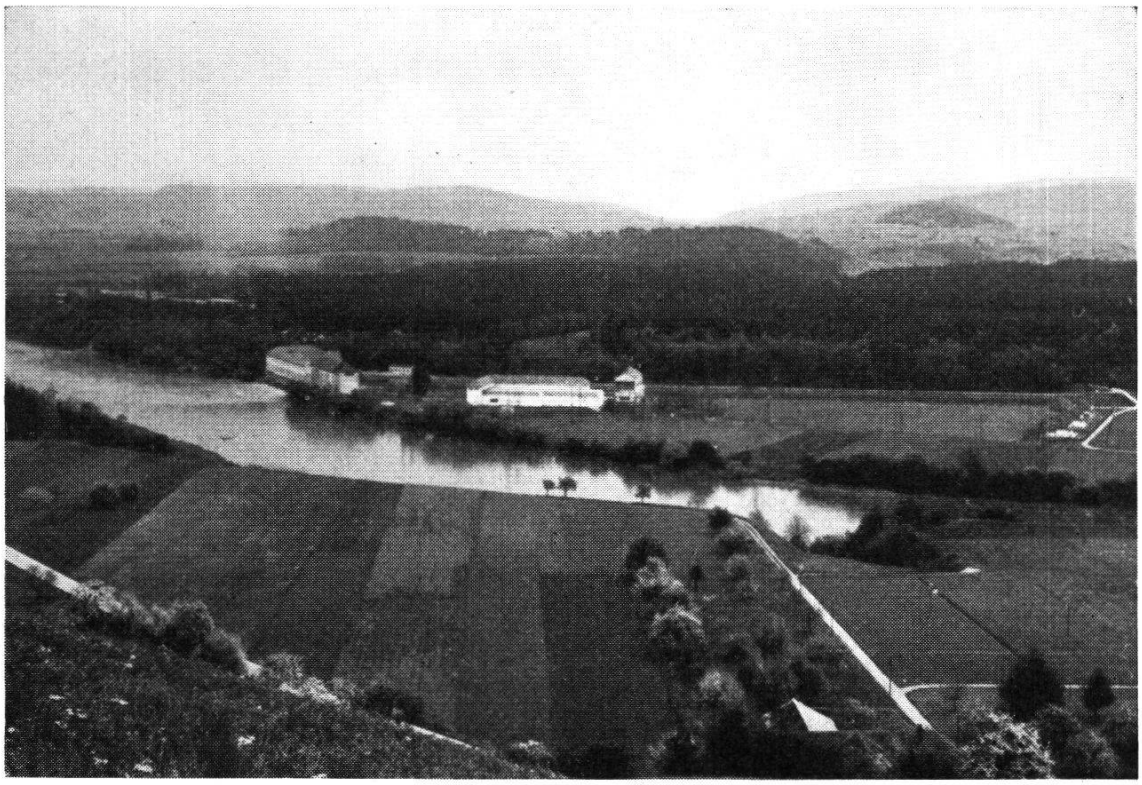


Abb. 5. Kantenkerbe NE Böttstein mit Ruckfeld

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 Waldkuppe des Bollhölzlis 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).

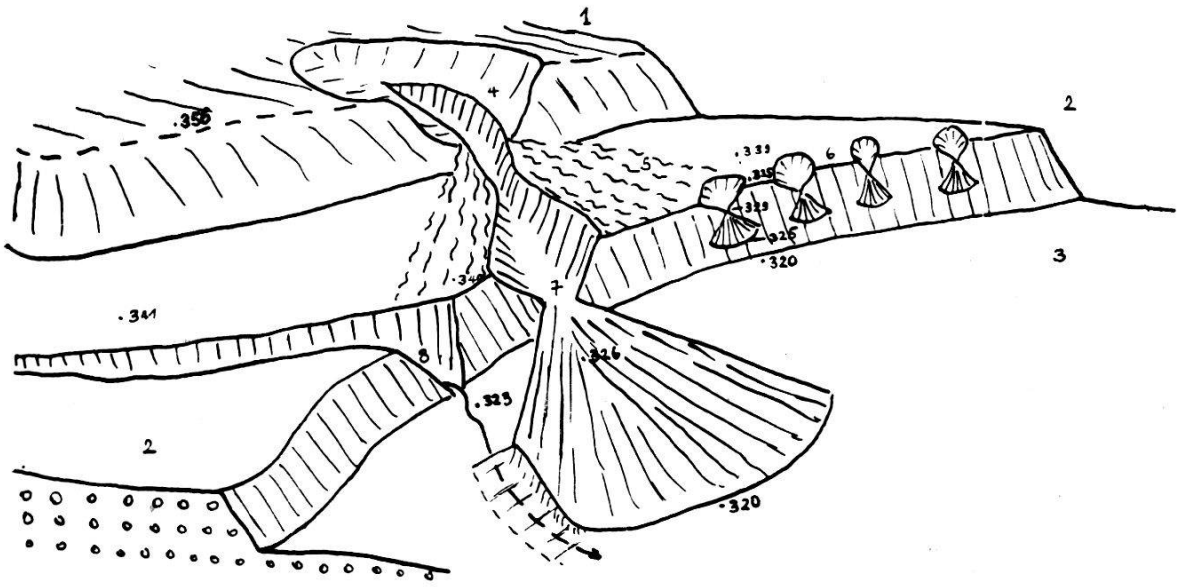


Fig. 16. Terrassenhangdelle und Kantenkerben Letschtel N Härdlen/Leuggern
1: Erosionsfläche der Hochterrasse. 2: Akkumulationsfläche der Niederterrasse. 3: Erosionsfläche der Niederterrasse. 4: Hangdelle. 5: Fließerdefächer. 6: Kantenkerben-Embryonen. 7: Kantenkerbe mit Schuttkegel. 8: Rezente Bachkerbe

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 solifluktionär nachrutschen mußte. Der Dauerfrostboden, der in einer Tiefe von etwa 2 m liegen mochte, wirkte stauend und leitete einsikkerndes 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 Hochterrassensporns 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 Terrassenhänge schneiden müssen.

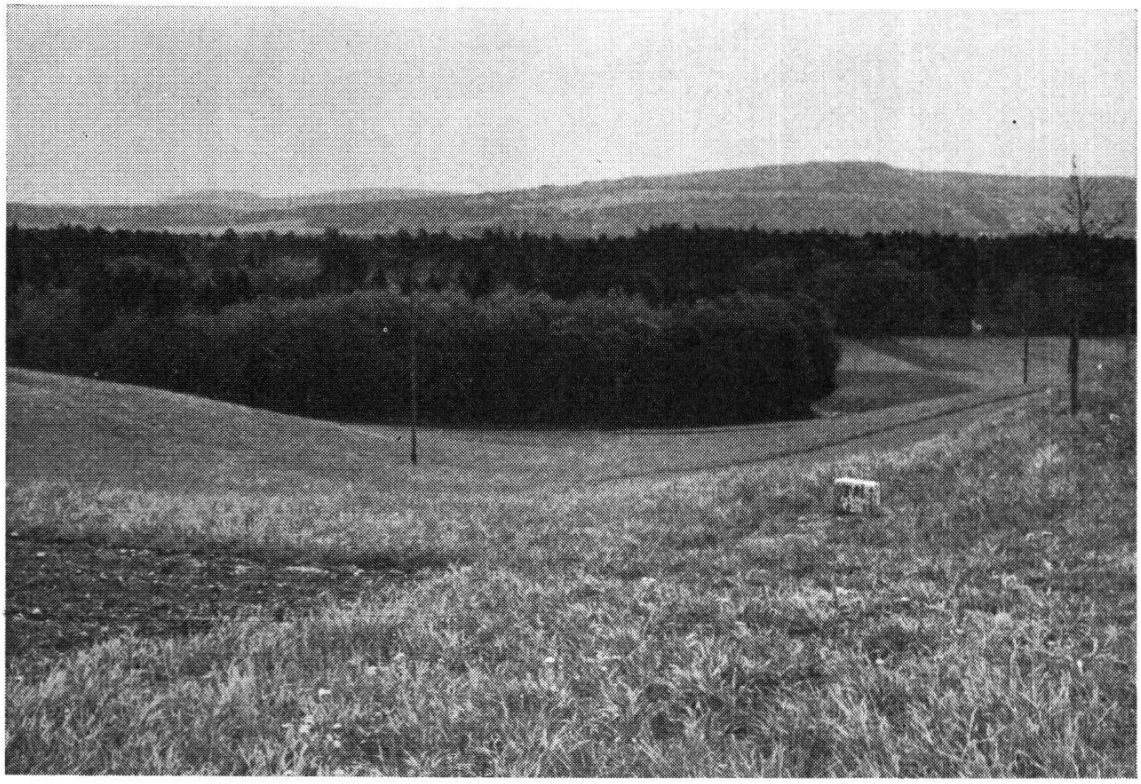


Abb. 6 Terrassenhangdelle am Strick gegen E

Blick in die muldige Form gegen die HT-Erosionsfläche Sandfeld, auf welche sie mit flachem Fließerdefächer ausstreicht. 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 Hörndlibuck 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 verschwemmtem 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 Frittel 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 glazigene Gewässer durchflossen. Aus dieser Periode finden wir in einigen Seitentälchen noch glazigene 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 Hettenschwil 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 «Chäppeligrien» 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 Chäppeligrien. 1956 wurde im Kanalisationsgraben 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 Chäppeligrien. 1950 wurde in der Baugrube des Hauses von Lehrer Worni an der Bahnlinie unter 3,20 m Chäppeligrien mit viel Feinsand 30 cm dichter Lehm angeschnitten. 1954 stellte man in den Baugruben der neuen Siedelung W Höchi teils Rheintalkies, teils Chäppeligrien oder Lehm fest, allerdings ohne aufgeschlossene Kontakte.

Aus der Situation im Kanalisationsgraben 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 Gefällsverhält-

nissen des Seitentalausganges hervor. Die nichtglazigene Akkumulation war eine reine Folge der Schuttüberlastung im Chrüzlibachtal; 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 Chäppeligrien, 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 Lehmschmitzen.

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