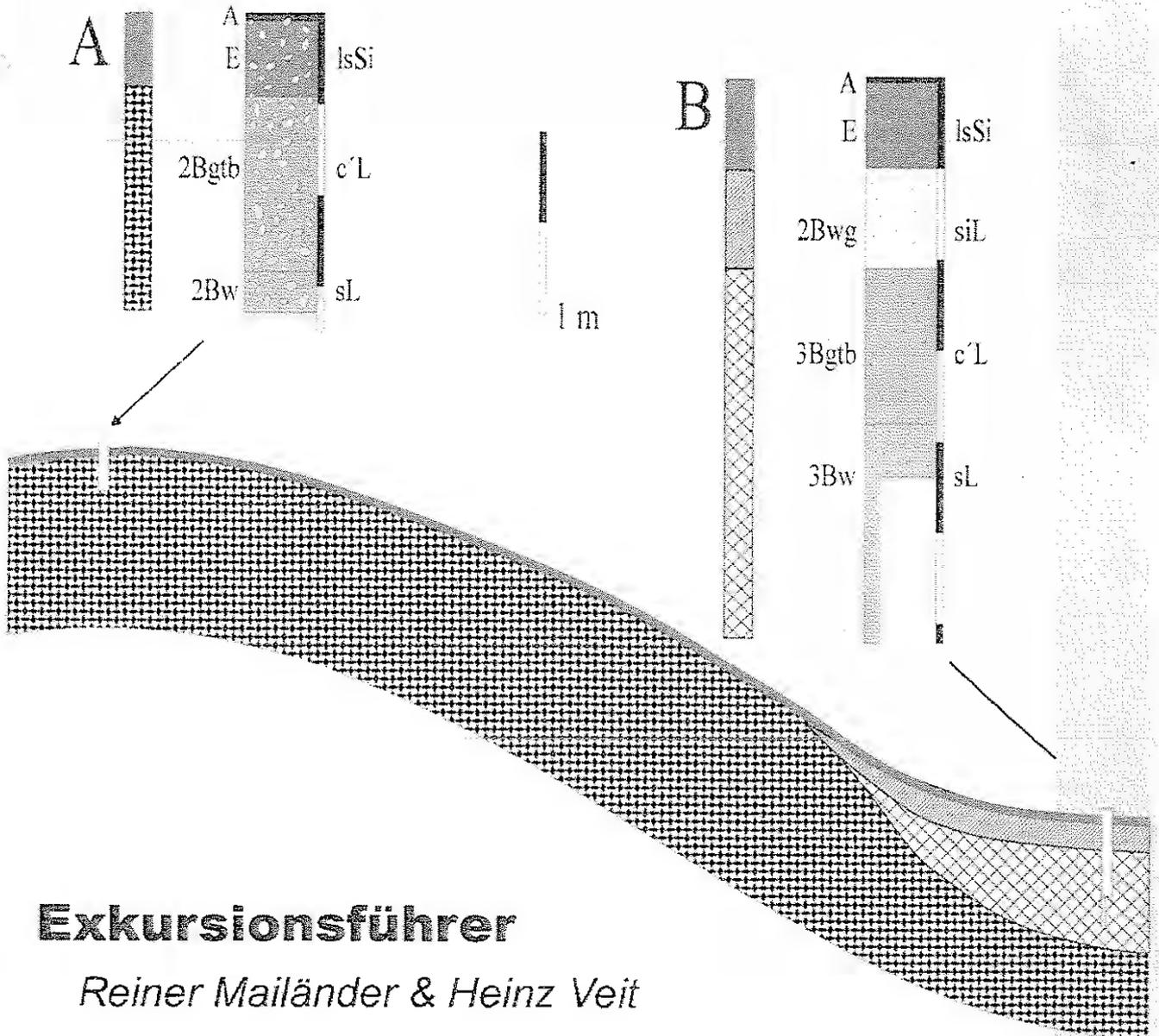


Paläoböden in glazialen und periglazialen Ablagerungen im Berner Oberland und im zentralen Mittelland



Exkursionsführer

Reiner Mailänder & Heinz Veit

Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie
der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

**Paläoböden in glazialen und periglazialen
Ablagerungen im Berner Oberland
und im zentralen Mittelland**

Bern, 24.-27. Mai 2001

Exkursionsführer

Reiner Mailänder & Heinz Veit

Autoren der Beiträge

Reiner A. Mailänder, Geographisches Institut der Universität Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern.
Email: milanese@giub.unibe.ch

Prof. Dr. Heinz Veit, Geographisches Institut der Universität Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern.
Email: veit@giub.unibe.ch

PD Dr. Heinz J. Zumbühl, Geographisches Institut der Universität Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern. Email: zumbuehl@giub.unibe.ch

Dr. Hans-Peter Holzhauser, Geographisches Institut der Universität Zürich, Winterthurerstrasse 190, CH-8057 Zürich. Email: holzi@geo.unizh.ch

Prof. Dr. Christian Schlüchter, Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern. Email: schluech@geo.unibe.ch

Dr. Frank Preusser, Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern. Email: preussef@uni-koeln.de

Für den Inhalt der Exkursions-Beiträge sind die jeweiligen Autoren verantwortlich. Die Relief-Darstellungen für die Deckblätter der Exkursionen stammen aus: Atlas der Schweiz interaktiv, copyright by Bundesamt für Landestopographie (BA013258). Abdruck mit freundlicher Genehmigung.

Programm

Mittwoch, 23.05.2001

19.00 h: Möglichkeit zum gemeinsamen Abendessen im Restaurant-Tierpark Dählhölzli (rechtes Aareufer, erreichbar zu Fuss oder mit dem Bus Nr. 19 Richtung ‚Elfenau‘ bis zur Haltestelle ‚KaWeDe‘).

Donnerstag, 24.05.2001

Exkursion 1: Jungholozäne Gletscherschwankungen am Unteren Grindelwaldgletscher, rekonstruiert mit fossilen Böden, fossilen Bäumen und historischen Dokumenten

Abfahrt: 08.00 h am Geographischen Institut

Leitung: Heinz J. Zumbühl & Hans-Peter Holzhauser

Verpflegung unterwegs als Lunchpaket. Die Exkursion erfordert insgesamt ca. 2 Std. einfache Wanderung (1 Stunde Hinweg, 1 Stunde Rückweg).

Geschäftssitzung und Kurzvorträge: 15.30 h im Hörsaal 1 des Geographischen Institutes

19.30 h: Möglichkeit zum gemeinsamen Abendessen in der Gaststätte Tramdepot (beim Bärengraben; erreichbar zu Fuss oder mit dem Bus Nr. 12 Richtung ‚Schosshalde‘ bis zur Haltestelle ‚Bärengraben‘)

Freitag, 25.05.2001

Exkursion 2: Paläoböden und Deckschichten-Abfolgen auf glazialen und glazifluvialen Sedimenten des Rhônegletschers (zentrales Mittelland).

Abfahrt: 08.00 h am Geographischen Institut

Leitung: Reiner Mailänder & Heinz Veit

Mittagessen in einer Gaststätte

Samstag, 26.05.2001

Exkursion 3: Paläoböden in eiszeitlichen Moränen des Aaregletschers (Glütschtal bei Thun)

Abfahrt: 08.00 h am Geographischen Institut. Rückkehr nach Bern ca. 12.30 Uhr mit der Möglichkeit der Rückreise nach Deutschland.

Leitung: Christian Schlüchter

Exkursion 4: Die Zeller Schotter im Lutherntal (nördliches Napfgebiet)

Abfahrt: Die Exkursion ist die Fortsetzung der Exkursion 3. Die Abfahrt ist entsprechend um 12.30 Uhr ab Bahnhof.

Leitung: Christian Schlüchter & Frank Preusser

Sonntag, 27.05.2001

Geführter Stadtrundgang

Treffpunkt: Bärengraben

Beginn: 9 Uhr, ca. 2 Stunden

Leitung: Elisabeth Bäschlin

Liebe Kolleginnen und Kollegen,
liebe Mitglieder des Arbeitskreises Paläopedologie,

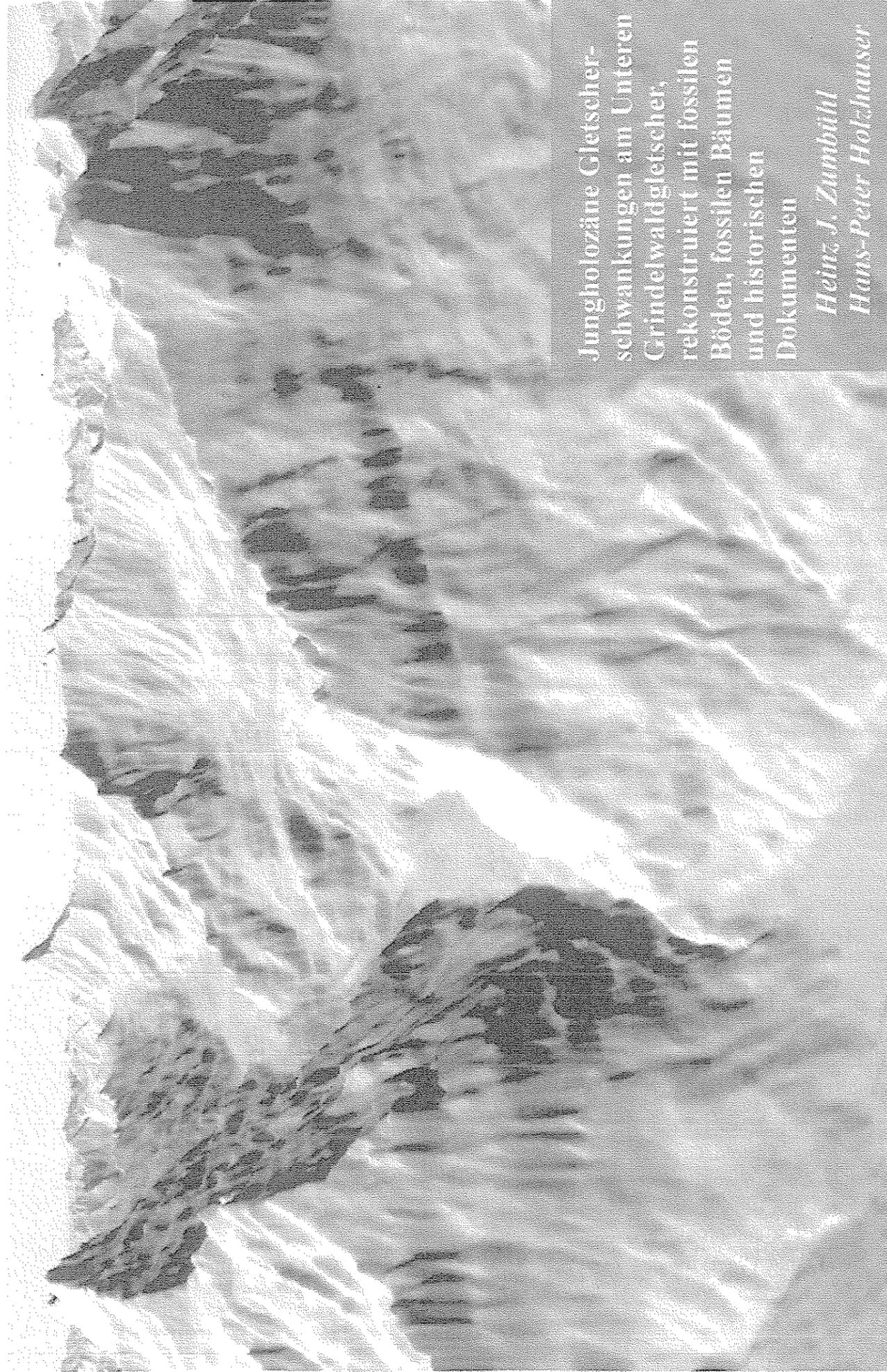
herzlich willkommen zu unserem Jahrestreffen in Bern! Wir freuen uns, Sie hier als Gäste begrüßen zu dürfen und Ihnen sowohl die landschaftsgeschichtlichen und paläopedologischen Aspekte der Umgebung Bern, wie auch den attraktiven heutigen Natur- und Kulturraum vorstellen zu können. Auf mehrfachen Wunsch ist das Exkursionsprogramm diese Mal gegenüber dem üblichen Mass etwas ausgedehnt worden. Wir hoffen damit das Treffen auch für die Teilnehmerinnen und Teilnehmer mit weiter Anreise attraktiv gestaltet zu haben. Mein herzlicher Dank geht an dieser Stelle an die beteiligten Kolleginnen und Kollegen, die bereitwillig ihre Mitarbeit zugesagt haben und das Exkursionsprogramm bereichern.

Zentrales Thema der ersten vier Exkursionen ist die quartäre Landschafts- und Klimageschichte im Zusammenhang mit paläopedologischen Aspekten. Wir bewegen uns dabei von den Alpen des Berner Oberlandes bis ins tiefere Mittelland und betrachten Paläoböden in und auf Moränen, sowie in periglazialen Deckschichten. Zeitlich führen uns die Exkursionen von jungholozänen Ablagerungen des Unteren Grindelwaldgletschers, über letzkaltzeitliche Moränen und fluvioglaziale Schotter des Rhône-gletschers und des Lutherntales, bis hin zu mittelquartären Paläoböden und Sedimenten des Rhône-gletschers und der Aare. Auf der fünften Exkursion wartet für die Ausdauernden unter ihnen noch eine Stadtführung durch das alte Bern.

Wir wünschen Ihnen einen schönen Aufenthalt in Bern und freuen uns auf ein Wiedersehen mit Ihnen!

Bern, den 1. Mai 2001

Heinz Veit
Reiner Mailänder



Jungholozäne Gletscherschwankungen am Unteren Grindelwaldgletscher, rekonstruiert mit fossilen Böden, fossilen Bäumen und historischen Dokumenten

*Heinz J. Zumbühl
Hans-Peter Holzhauser*

Exkursion 1

Einführung

Mit der Auswertung von historischen Dokumenten und der Datierung fossiler Böden und Hölzer aus dem Gletschervorfeld konnte die Geschichte des Unteren Grindelwaldgletschers rund 2800 Jahre zurück rekonstruiert werden. Auf der Exkursion werden die entsprechenden Untersuchungsergebnisse vorgestellt, die in jahrelanger interdisziplinärer Zusammenarbeit der Geographischen Institute der Universität Bern (H. J. Zumbühl, Interpretation historischer Schrift- und Bildquellen) und Zürich (H. Holzhauser, Datierung fossiler Böden und Hölzer, Dendrochronologie) am Unteren Grindelwaldgletscher erzielt wurden (ZUMBÜHL und HOLZHAUSER 1988, HOLZHAUSER und ZUMBÜHL 1996, 1999a, 1999b). Die Exkursion beginnt bei der Pfingstegg und führt entlang des steil abfallenden rechten Talhangs hinauf zur Stieregg (Karte 1). Dort wird auf die Interpretation von fossilen Böden und Hölzern eingegangen, die in den Ufermoränen der Stieregg und des Zäsenbergs geborgen und datiert wurden. Auf dem Rückweg wird bei der Gletscherschlucht auf die weitere Datierung organischen Materials unter Moränenablagerungen hingewiesen („Gletscherschlucht“, „Nellenbalm“, „Aspi“). Neben den glazialmorphologischen Ausführungen wird auch ein Überblick der historischen Quellen vermittelt, die eine äusserst detaillierte Rekonstruktion der Zungenlängenänderungen des Unteren Grindelwaldgletschers in den letzten rund 500 Jahren erlaubten (ZUMBÜHL 1980, 1983).

Allgemeines zum Unteren Grindelwaldgletscher

Der Untere Grindelwaldgletscher gehört zusammen mit dem Oberen Grindelwald- und dem Rosenlaugletscher wohl zu den bekanntesten Eisströmen des Berner Oberlandes. Mit einer Länge von 8,9 km (1995) und einer Fläche von 21,71 km² (Wert für das Jahr 1973 in

Exkursion 1: Unterer Grindelwaldgletscher

MÜLLER et al. 1976: 32) ist er der neunt längste bzw. der sechstgrösste Gletscher der Schweizer Alpen. Während des letzten Hochstandes um 1855/56 wies der Untere Grindelwaldgletscher eine Fläche von 23,2 km² und eine Länge von rund 10,8 km auf. Das gegen Norden exponierte Nährgebiet ist in zwei grössere Firmulden gegliedert, denen je ein Gletscher entströmt: das Obere und Untere Ischmeer im Osten sowie der Berner Fieschergletscher im Westen (nicht zu verwechseln mit dem Walliser Fieschergletscher auf der Südabdachung der Berner Alpen). Diese beiden Gletscher fliessen zusammen und bilden die Zunge des Unteren Grindelwaldgletschers, kurz auch Unterer Gletscher genannt. Im wesentlichen erhält heute der Untere Grindelwaldgletscher nur noch Eis vom Berner Fieschergletscher. Das von Osten zustossende Untere Ischmeer fällt bezüglich Eisnachschub heute nicht mehr ins Gewicht (Karte 1).

Der Untere Grindelwaldgletscher endet heute in einer engen Schlucht mit vom Gletscher blankgeschliffenen Kalkfelsen auf ca. 1260 m ü. M. Diese ausserordentlich tiefe Lage der Gletscherstirn wird innerhalb der Schweizer Alpen nur noch vom Oberen Grindelwaldgletscher übertroffen (1240 m ü. M.). Noch vor rund 145 Jahren stirnte der Untere Grindelwaldgletscher im flachen Talboden von Grindelwald auf rund 980 m und entzog dadurch wertvolles Kulturland der Bewirtschaftung (ZUMBÜHL 1980). Die Schwundphase seit dem letzten Hochstand wurde verschiedene Male unterbrochen: zwischen 1880 und ca. 1900 war der Untere Grindelwaldgletscher mehr oder weniger stationär, von 1917/18 - 1933, von 1977/78 - 1980/81 und von 1985/86 - 1988/89 waren geringfügige Vorstösse zu verzeichnen (ZUMBÜHL 1980: 54-55). Trümmer hinunterstürzender Eismassen vom Challifirn sammelten sich am Zungenende und führten zu Schwierigkeiten bei der Einmessung der Gletscherstirn in der steilen Schlucht, so dass die Messungen ab 1983 eingestellt wurden.

Exkursion 1: Unterer Grindelwaldgletscher



Karte 1: Exkursionsroute vom 24. Mai 2001

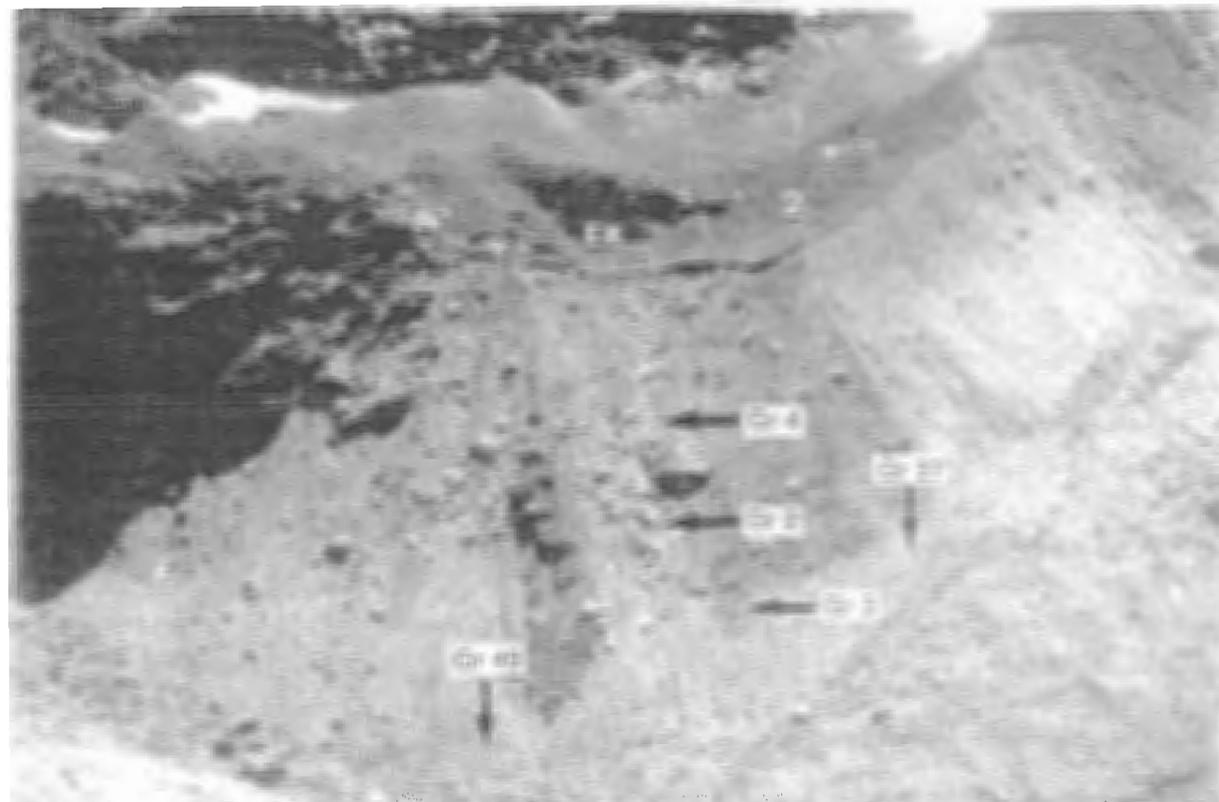


Abbildung 3: Die Ufermoräne Zäsenberg, entstanden beim Zusammenfluss des Unteren Ischmeeres (linke untere Bildecke) mit dem Berner Fieschergletscher (rechte untere Bildecke). 1: äusserster (vorneuzeitlicher) Hochstandswall, 2: neuzeitlicher Hochstandswall ("1850er Wall"), EK: Erosionskante. Die Pfeile deuten auf die Fundstellen fossiler Böden und Hölzer hin. (Aufnahme H. Holzhauser: 13. Juli 1992).

in das verfestigte Moränenmaterial eingebettete Felsblöcke, die ein frühes Entwicklungsstadium des Schuttfächers nachzeichnen. Darüber hat der Untere Grindelwaldgletscher zusammen mit dem Ankenbällibach Schutt abgelagert, der durch feinsandige Lagen und fossile Bodenhorizonte gegliedert ist, aus denen stellenweise Wurzeln, Wurzelstöcke, Äste und ganze Stämme fossiler Bäume hervor (Abb. 2).

Auch in der Ufermoräne am Zäsenberg sind fossile Bodenhorizonte und Baumstämme gefunden worden. Der frühere Zusammenschluss des Unteren Ischmeeres mit dem Berner Fieschergletscher hat hier zur Bildung eines sichelartig geformten, langgezogenen Walles geführt, der von einer zusammenhängenden Vegetationsdecke überzogen ist und der das Vorfeld begrenzt (Abb. 3). Diesem Wall angelagert verläuft der Hochstandswall aus dem letzten Jahrhundert, der teilweise von der Erosion abgetragen wurde. Dabei entstand wie bei der Ufermoräne Stieregg eine Erosionskante.

Aus den Ufermoränen Stieregg und Zäsenberg wurden Proben an 11 fossilen Böden und an 42 Hölzern (Stämme, Wurzeln, Äste sowie Makroreste) entnommen. Von den Holzproben sind 39 radiokarbondatiert. Ein Grossteil der Hölzer, insgesamt 30, lag in Form von Stämmen vor, denen ganze Scheiben entnommen werden konnten und die sich für dendrochronologische Analysen eignen. Die Jahrringkurven von 22 Bäumen konnten gruppenweise untereinander synchronisiert werden (Abb. 8).

Die Untersuchung der Holzproben hat ergeben, dass früher im Raum Stieregg und Zäsenberg mindestens drei Baumarten heimisch waren, nämlich die Rottanne (*Picea abies*), die Arve (*Pinus cembra*) und der Bergahorn (*Acer pseudoplatanus*). Fossil nachgewiesen sind auch die heute noch verbreiteten Sträucher der Weide (*Salix spec.*) und der Erle (*Alnus spec.*). Im nordwestlichen Abschnitt macht die Fichte mit 68 % den grössten Anteil aus, die Arve ist mit nur knapp 10 % vertreten. Im südöstlichen Abschnitt dage-

gen dominiert die Arve (61 %) und der Bergahorn (27%). Das heutige Fehlen von lebenden Bäumen ist auf den Einfluss des Menschen zurückzuführen. Aufgrund der Radiokarbondatierungen darf angenommen werden, dass der Mensch vor rund 700 Jahren damit begonnen hat, die Hänge bei der Stieregg und am Zäsenberg als Weideflächen intensiv zu nutzen und so das Aufkommen von Bäumen verhinderte.

Auf der Schuttkegeloberfläche der Ufermoräne Stieregg sind keine Moränenwälle erkennbar. Nur in den seitlich sich anschliessenden Verflachungen beim Bergrestaurant Stieregg sowie unterhalb der Bänisegg sind Wälle als Zeugen ehemaliger Hochstände des Unteren Grindelwaldgletschers erhalten geblieben (Wälle A - H, Abb. 2). Einzelne Wälle sind von der Erosion bereits angeschnitten worden, so auch Wall B bei der Stieregg, dessen Alter mit Hilfe eines fossilen Bodens auf ungefähr 300 Jahre bestimmt werden konnte.

Neuzeitliche Vorstösse

Der Moränenwall von 1599/1602 in der Ufermoräne Stieregg

Im näheren Umkreis des Berggasthauses Stieregg (1650 m ü. M.) sind drei Hochstände des Unteren Grindelwaldgletschers anhand von Moränenwällen nachweisbar (Abb. 2 und Abb. 4). Der äusserste Wall (A) unmittelbar neben dem Gasthaus begrenzt das Gletschervorfeld. Die einstige Mulde zwischen diesem Wall und dem steil ansteigenden Talhang ist heute weitgehend mit feineren Ablagerungen und Gehängeschutt hinterfüllt. Nach Süden hin ist die ursprüngliche Wallform vom Schuttfächer überprägt und nurmehr undeutlich erkennbar. Der zweitäusserste Wall (B) hingegen ist wesentlich formfrischer. Er setzt beim Felsweg an und zieht etwa 20 Meter

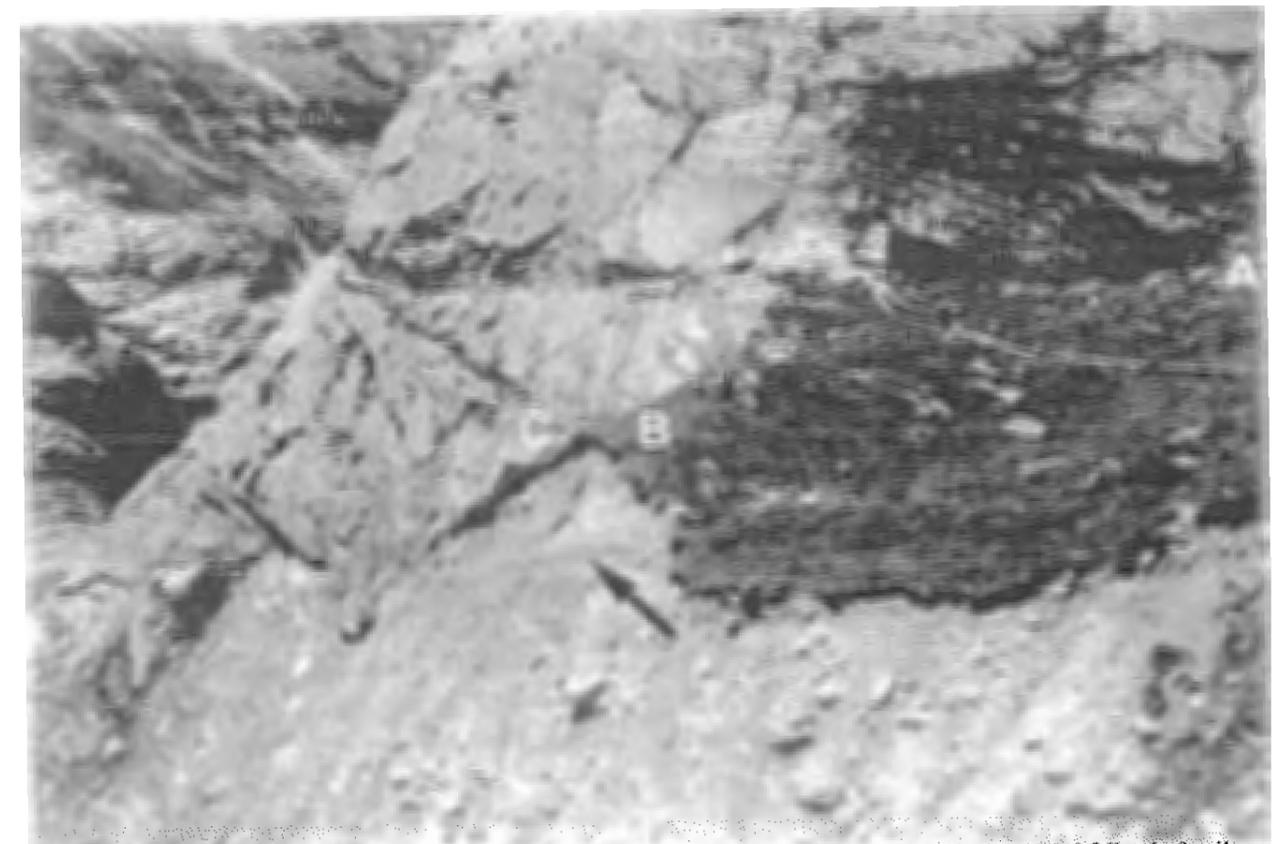


Abbildung 4: Der Hochstandswall B von 1599/1602 bei der Stieregg. Der leicht zum Gletscher hin abfallende fossile Bodenhorizont Gr 41 (Pfeil) zeichnet die ehemalige Geländeoberfläche vor dem ersten neuzeitlichen Hochstand nach. (Aufnahme H. Holzhauser: 14. Juli 1992).

Tabelle 1: ^{14}C -Daten, Ufermoräne Stieregg: Hochstand um 1600 A.D

| Proben-Code | Material | ^{14}C -Alter (yBP) | Labor- | Profil (Abb. 2) |
|----------------------|-------------------------|------------------------------|---------|-----------------|
| Fossile Böden | | | | |
| Gr 41 | Organische Restsubstanz | 245 ± 75 | UZ-1130 | 2 |
| | Huminsäuren | 365 ± 105 | UZ-1131 | 2 |
| Gr 42 | Organische Restsubstanz | 295 ± 100 | UZ-1056 | 6 |
| | Huminsäuren | modern | UZ-1057 | 6 |

neben Wall A Richtung SE bis zur steil abfallenden Moränenflanke. Unmittelbar bei der Erosionskante schmiegen sich Reste eines wesentlich kleineren Walles (C) an Wall B an. Sämtliche Wälle sind von einer geschlossenen alpinen Rasendecke überzogen

Der dachförmig ausgebildete Wall B ist von der Erosion quer durchschnitten worden und in seinem aufgeschlossenen Teil, etwa zwei Meter unterhalb des Moränenkammes, streicht gering geneigt zum Gletscher hin ein fossiler Bodenhorizont aus, der nach oben von einer tonigen, feinsandigen Lage überdeckt ist (Abb. 4, GR 41). Der fAh-Horizont ist etwa 1-2 cm mächtig, dunkelbraun gefärbt und enthält keine erkennbaren pflanzlichen Makroreste. Nach unten folgt der hellbraune, 10-20 cm breite B-Horizont, der sich vom hellen Moränenschutt sichtbar abhebt. Ein relativ junges Alter dieses Bodens war zu erwarten, handelt es sich doch um einen der innersten noch gut erhaltenen Hochstandswälle (Tab. 1). Das Huminsäurealter und das Alter der organischen Restsubstanz sind voneinander nicht signifikant verschieden. Die Daten können dem ersten neuzeitlichen Vorstoss zugeordnet werden (Hochstand 1599/1602). Überreste der jüngeren Hochstände aus dem 19. Jahrhundert (1820/22 und 1855/56) dürften in Form des angelagerten Walles C noch reliktartig vorhanden sein. Etwas weiter südlich, in einem trichterförmig aus der Ufermoräne herausgerodierten Graben (Graben 2, Abb. 2), ist ein weiterer fossiler Bodenhorizont, etwa 1-1.5 m unterhalb der Ero-

sionskante, aufgeschlossen (GR 42, Abb. 5). Auf der südlichen Seite keilt der Boden an der heutigen Geländeoberfläche aus. Der bis zu 2 cm mächtige, schwärzlich-braune fAh-Horizont bildet nach oben eine scharfe Grenze zum hangenden Moränenschutt. Auch hier sind im fAh-Horizont keine grösseren Makroreste gefunden worden.

Den ^{14}C -Daten zufolge wurde auch der Boden GR 42 um 1600 A.D. überschüttet. Das „moderne“ Alter der Huminsäurefraktion ist vermutlich auf Infiltration von jüngerem Material aus dem rezenten Boden zurückzuführen. Für Gleichaltrigkeit der beiden fossilen Böden spricht auch der stratigraphische Zusammenhang. Auf der nördlichen Seite des Einschnittes nämlich kann der Bodenhorizont Gr 42 über eine weite horizontale Strecke entlang der Innenseite der Ufermoräne bis hin zum fossilen Boden GR 41 verfolgt werden.

Vorneuzeitliche Vorstösse

Vorstösse während der Göschener Kaltphase I (2800 - 2300 yBP)

Die ältesten gefundenen fossilen Böden und Hölzer im Vorfeld des Unteren Grindelwaldgletschers datieren aus dem Zeitraum der Göschener Kaltphase I (nach ZOLLER et al. 1966: 155). Am aussagekräftigsten sind die ^{14}C -Daten von zwei fossilen Böden in der Ufermoräne Zäsenberg (Abb. 3). Ungefähr 30 Höhenmeter

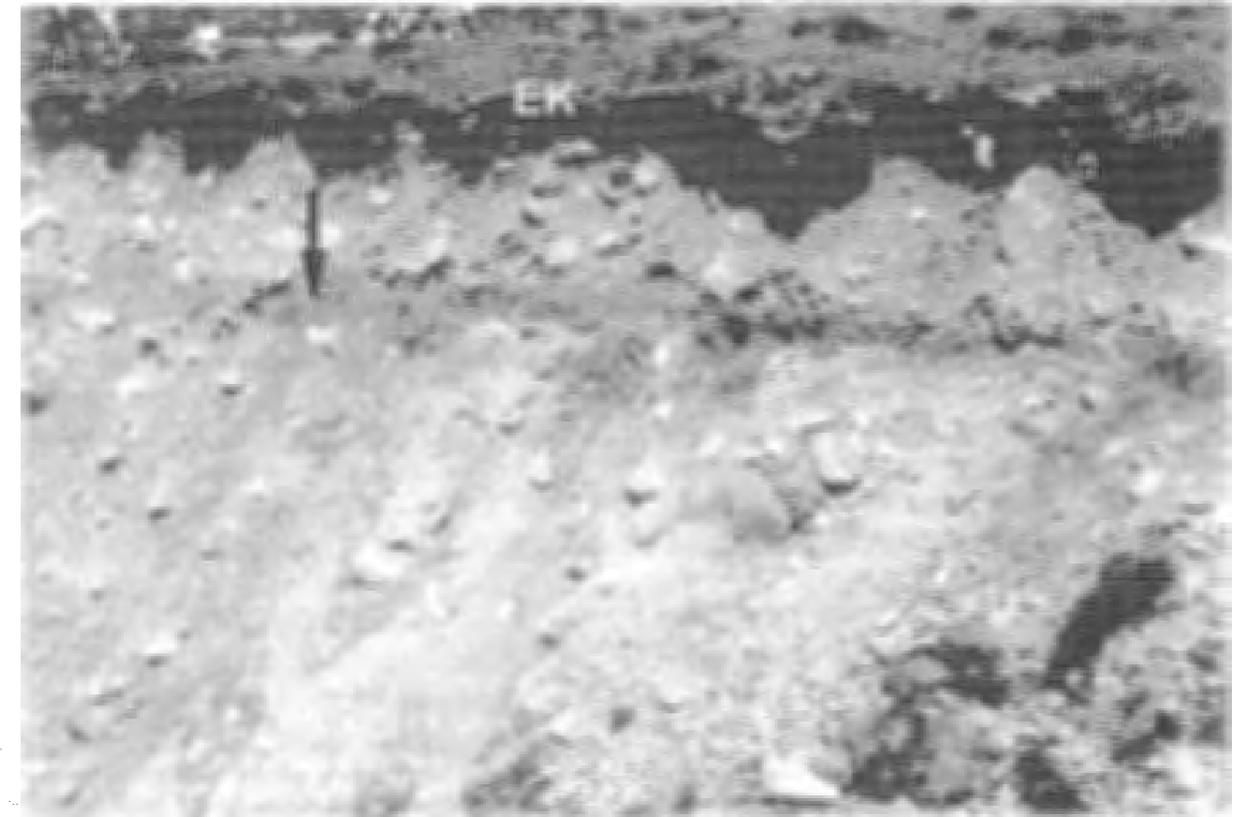


Abbildung 5: Ufermoräne Stieregg, Graben 2. Unterhalb der Erosionskante (EK) ist der fossile Boden Gr 42 als dunkles Band aufgeschlossen (Pfeil). Der Bodenhorizont lässt sich in Richtung NW (nach links im Bild) bis zum Hochstandswall 1599/1602 (Abb. 4) verfolgen. (Aufnahme H. Holzhauser: 14. Juli 1992).

vom Kamm des äussersten Moränenwalles Richtung Gletscher entfernt ist ein trichterförmiger Einschnitt entstanden, in dem zwei fossile Bodenhorizonte entdeckt wurden. Es handelt sich dabei um Böden, die sich auf der Innenseite der Ufermoräne flächenhaft entwickeln konnten, ähnlich wie dies auch heute an einigen Stellen der Fall ist. Ein erster fossiler Boden (Gr 4) befindet sich ungefähr 50 m, ein zweiter (Gr 2) rund 80 m unterhalb der erwähnten Erosionskante. Beide Böden bestehen aus 2-5 cm mächtigem, stark gepresstem humosen Material, das von zahlreichen Makroresten, u. a. einem Geflecht aus Erlenwurzeln, durchsetzt ist. Die ^{14}C -Daten der Fraktionen innerhalb der einzelnen Böden weichen nicht signifikant voneinander ab (Tab. 2). Berücksichtigt man den 1 σ -Bereich, so weist Boden Gr 2 auf einen Vorstoss zu Beginn der Göschener Kaltphase I zwischen

2800 und 2600 yBP, Boden Gr 4 auf einen Vorstoss am Ende der Göschener Kaltphase I zwischen 2300 und 2100 yBP hin.

Zwei fossile Arven, eine davon stammt aus der Ufermoräne Stieregg (Gr 1) und eine aus der Ufermoräne Zäsenberg (Gr 3), datieren ebenfalls aus der Göschener Kaltphase I. Die Bäume sind nicht in situ, weshalb keine Angaben bezüglich der Gletscherausdehnung zum Zeitpunkt, als die Bäume starben, gemacht werden können. Aufgrund der Anzahl Jahrringe der beiden Arven lässt sich eine Mindestzeitspanne vor den entsprechenden Vorstössen ableiten, während der der Untere Grindelwaldgletscher eine geringe Ausdehnung aufgewiesen hat. Im Fall von Arve Gr 1 beträgt diese Zeitspanne mindestens 276 Jahre (vor 2800 yBP), im Fall von Arve Gr 3 mindestens 160 Jahre (vor 2300 yBP).

Tabelle 2: ^{14}C -Daten, Ufermoränen Stieregg und Zäsenberg: Gletschervorstösse während der Göschener Kaltphase I zwischen 2800 und 2600 yBP und zwischen 2300 und 2100 yBP (i = in situ, s = Streufund)

| Proben- | Material | ^{14}C -Alter (yBP) | Labor-Code | Profil (Abb. 2) |
|----------------------|-----------------------------------|------------------------------|------------|-----------------|
| Fossile Böden | | | | |
| Gr 2 | Huminsäuren | 2585 ± 85 | UZ-1133 | Zäsenberg |
| | Makroreste (<i>Alnus spec.</i>) | 2660 ± 80 i | UZ-1132 | Zäsenberg |
| Gr 4 | Organische Restsubstanz | 2175 ± 80 | UZ-1152 | Zäsenberg |
| | Huminsäuren | 2135 ± 75 | UZ-1295 | Zäsenberg |
| | Makroreste (<i>Alnus spec.</i>) | 2235 ± 100 i | UZ-1170 | Zäsenberg |
| Fossile Bäume | | | | |
| Gr 1 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 2805 ± 80 s | UZ-1557 | 18 |
| Gr 3 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 2330 ± 80 s | UZ-1172 | Zäsenberg |

Tabelle 3: ^{14}C -Daten, Ufermoräne Stieregg: Gletschervorstoss innerhalb der Göschener Kaltphase II um 1600/1500 yBP (i = in situ, s = Streufund). Die Bäume, deren Jahrringbreitenkurven untereinander synchronisierbar sind, weisen ein * auf.

| Proben-Code | Material | ^{14}C -Alter (yBP) | Labor- | Profil (Abb. 2) |
|----------------------|--|------------------------------|---------|-----------------|
| Fossile Böden | | | | |
| Gr 7 | Huminsäuren | 1620 ± 75 | UZ-1163 | 7 |
| | Organische Restsubstanz | 1660 ± 75 | UZ-1298 | 7 |
| | Makroreste (<i>Salix spec.</i>) | 1575 ± 80 i | UZ-1178 | 7 |
| Gr 8 | Organische Restsubstanz | 1540 ± 75 | UZ-1293 | 18 |
| | Huminsäuren | 1465 ± 75 | UZ-1134 | 18 |
| | Wurzeln (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1500 ± 80 i | UZ-1162 | 18 |
| Gr 10 | Organische Restsubstanz | 1505 ± 90 | UZ-1299 | 15 |
| | Huminsäuren | 1465 ± 75 | UZ-1164 | 15 |
| Fossile Bäume | | | | |
| Gr 5* | Bergahorn (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1765 ± 75 i | UZ-1572 | 18 |
| Gr 9* | Bergahorn (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1540 ± 75 s | UZ-1556 | 18 |
| Gr 11* | Bergahorn (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1505 ± 75 i | UZ-1562 | 5 |
| Gr 13* | Bergahorn (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1475 ± 75 s | UZ-1571 | 18 |
| Gr 14* | Bergahorn (<i>Acer pseudoplatanus</i>) | 1465 ± 75 i | UZ-1573 | 19 |

Vorstösse während der Göschener Kaltphase II (1600 - 1200 yBP)

Um 1600/1500 yBP, zu Beginn der Göschener Kaltphase II (nach Zoller et al. 1966: 155; Zoller 1977: 272), stiess der Untere Grindelwaldgletscher erneut vor. Aus dem Moränenprofil Stieregg konnten drei Böden (Gr 7, Gr 8 und Gr 10) sowie fünf Baumstämme (Gr 5, Gr 9, Gr 11, Gr 13 und Gr 14) geborgen werden, die während dieser Vorstossphase vom Gletscher überschüttet bzw. umgestossen wurden (Tab. 3). Es handelt sich hier um die im Moränenprofil am weitesten unten aufgeschlossenen fossilen Bodenhorizonte. Einer dieser Böden befindet sich nur wenige Meter über den grossen Felsblöcken, die das frühe Entwicklungsstadium des Schuttfächers nachzeichnen (Abb. 1 und Abb. 2). Es darf angenommen werden, dass die Innenseite der Ufermoräne zwischen den Göschener Kaltphasen I und II von einem Boden bedeckt war, denn die mehrere Zentimeter mächtigen Bodenhorizonte kommen weiter oben im Moränenprofil stellenweise wieder zum Vorschein. Auf diesem Boden wuchsen Bergahorne (*Acer pseudoplatanus*), von denen heute einzelne Stämme und Strünke, teilweise in situ, aus der Moräne herauswittern (Gr 5 und Gr 14, Abb. 2: Profile 18 und 19). Die Jahrringbreitenkurven der geborgenen Bergahornstämme liessen sich untereinander synchronisieren. Anhand der Jahrringkurven ist erkennbar, dass der Untere Grindelwaldgletscher nacheinander die In-situ-Bäume Gr 14, Gr 5 und Gr 11 umgedrückt hat.

Tabelle 4: ^{14}C -Daten, Ufermoräne Stieregg: Gletschervorstoss im Frühmittelalter um 1300 yBP (i = in situ, s = Streufund)

| Proben- | Material | ^{14}C -Alter (yBP) | Labor-Code | Profil (Abb. 2) |
|-----------------------|-----------------------------------|------------------------------|------------|-----------------|
| Fossiler Boden | | | | |
| Gr 12 | Organische Restsubstanz | 1335 ± 75 | UZ-1297 | 7 |
| | Huminsäuren | 1485 ± 80 | UZ-1154 | 7 |
| | Makroreste (<i>Picea abies</i>) | 1310 ± 75 i | UZ-1177 | 7 |
| Fossiler Baum | | | | |
| Gr 18 | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1300 ± 75 s | UZ-1176 | 8 |

Der Vorstoss um 1300 yBP

Im grossen Graben (Graben 1, Abb. 1) bei der Stieregg, ungefähr 20 - 25 Höhenmeter oberhalb des fossilen Bodens Gr 7 (um 1600 yBP) zieht ein weiterer Bodenhorizont durch (Gr 12), der einen Vorstoss um 1300 yBP, gegen Ende der Göschener Kaltphase II, dokumentiert (Tab. 4). Der fossile Bodenhorizont ist auf der rechten Seite des Grabens deutlicher erkennbar. Auf der linken Grabenseite ist im fossilen Boden der Wurzelstock einer Fichte erhalten geblieben, die ebenfalls während des Vorstosses um 1300 yBP unter den Gletscher geraten ist (Gr 18). Inwiefern dieser Vorstoss mit demjenigen von 1600 yBP zusammenhängt (eventuell handelt es sich um eine der „Kleinen Eiszeit“ ähnlichen Phase mit verschiedenen einander folgenden Hochständen) muss weiter abgeklärt werden.

Vorstoss um 1200/1100 yBP

Rund 30 Höhenmeter über dem Bodenhorizont Gr 12 (1300 yBP) zieht der oberste im grossen Graben (Graben 1, Abb. 1) nachweisbare fossile Boden durch. Dieser über eine grössere Distanz verfolgbare Bodenhorizont wurde um 1200/1100 yBP überschüttet und enthält zahlreiche Wurzeln sowie Baumstämme, die teilweise in situ sind (Tabelle 5). Die ^{14}C -Daten der fossilen Hölzer weichen zum Teil bis zu 435 Radiokarbonjahre voneinander ab (Gr 35 bzw. Gr 15, Tab. 5). Unter den Daten befinden sich solche von rund 1300 yBP die, hätte man nicht eindeutige stratigraphische

Tabelle 5: ^{14}C -Daten, Ufermoräne Stiereg: Gletschervorstoss um 1200/1100 yBP (i = in situ, s = Streufund, n.d. = nicht datiert). Die Bäume, deren Jahrringbreitkurven untereinander synchronisierbar sind, weisen ein * auf.

| Proben-Code | Material | ^{14}C -Alter | Labor- | Profil (Abb. 2) |
|-----------------------|---------------------------------------|------------------------|---------|-----------------|
| Fossiler Boden | | | | |
| Gr 21 | Organische Restsubstanz | 1265 ± 75 | UZ-1269 | 8 |
| | Huminsäuren | 1190 ± 75 | UZ-1153 | 8 |
| | Wurzeln (<i>Picea abies</i>) | 1180 ± 75 i | UZ-1175 | 8 |
| Fossile Bäume | | | | |
| Gr 6 * | Fichte (<i>Picea abies</i>) | n.d. | | 7 |
| Gr 15* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1370 ± 85 s | UZ-1146 | 3 |
| Gr 16* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1340 ± 75 i | UZ-1563 | 8 |
| Gr 17* | Fichte (<i>Picea abies</i>), Ast | 1325 ± 75 s | UZ-1156 | 4 |
| Gr 19 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 1300 ± 75 i | UZ-1179 | 6 |
| Gr 22* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1260 ± 75 i | UZ-1558 | 9 |
| Gr 23* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1240 ± 75 i | UZ-1554 | 5 |
| Gr 24 | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1195 ± 75 i | UZ-1145 | 15 |
| Gr 25* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1190 ± 75 i | UZ-1173 | 9 |
| Gr 26 | Bergahorn (<i>Acer pseudoplat.</i>) | 1160 ± 75 s | UZ-1082 | 6 |
| Gr 27* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 1160 ± 75 i | UZ-1174 | 8 |
| Gr 28* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 1135 ± 75 i | UZ-1155 | 4 |
| Gr 35* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 935 ± 75 i | UZ-1157 | 3 |
| Gr 47* | Fichte (<i>Picea abies</i>) | nicht datiert | | 8 |
| Gr 49* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 1110 ± 60 s | UZ-1749 | Zäsenberg |

Verhältnisse (klar voneinander trennbare Bodenhorizonte), ohne weiteres dem vorangegangenen Vorstoss um 1300 yBP zugeordnet werden könnten. Die Jahrringbreitkurven von elf der geborgenen Stämme liessen sich trotz unterschiedlicher ^{14}C -Alter untereinander synchronisieren. Die Sterbealter der Bäume, 10 Fichten (*Picea abies*) und eine Arve (*Pinus cembra*) liegen maximal 15 Jahre auseinander (Abb. 6).

Der hochmittelalterliche Vorstoss zwischen 1057 und 1137 A.D.

Nach dem Vorstoss von 1200/1100 yBP bildete sich der Untere Grindelwaldgletscher wieder

zurück und stiess im Hochmittelalter um 900/800 yBP erneut vor. Die Zeit kleinerer Gletscherausdehnung dauerte ungefähr 160 Jahre, was aufgrund der dendrochronologischen Analyse fossiler Arvenstämme aus dem südöstlichen Abschnitt der Ufermoräne Stiereg angenommen werden darf.

Im se Abschnitt der Ufermoräne Stiereg, etwa 30 m unterhalb der Erosionskante, ist ein fossiler Boden aufgeschlossen, der während eines hochmittelalterlichen Vorstosses um 900 yBP vom Unteren Grindelwaldgletscher überschüttet wurde (Gr 34, Tab. 6). Richtung nw, in einer Entfernung von ca. 30 bzw. 150 m (Abb. 2:

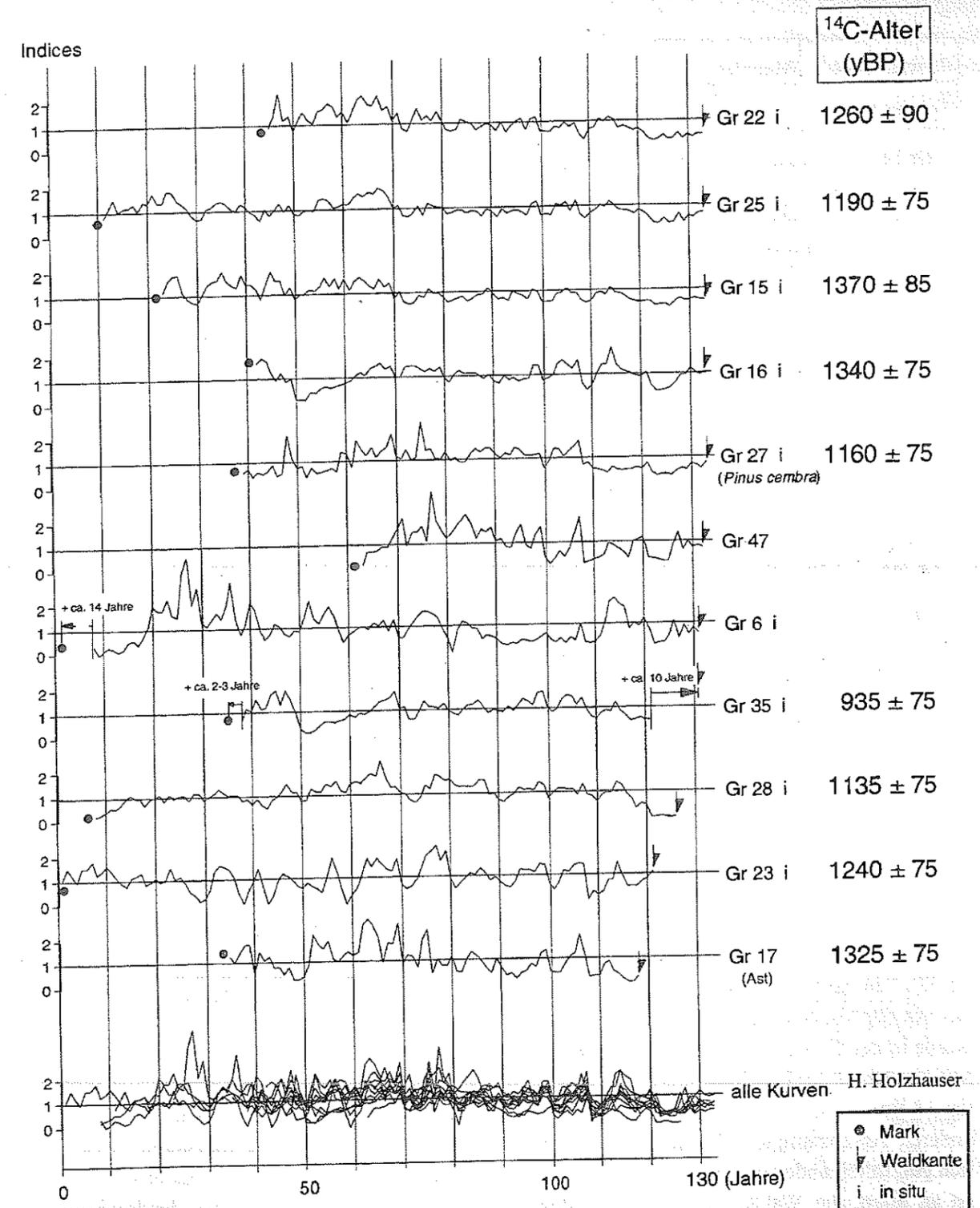


Abbildung 6: Synchronlage der Jahrringbreitkurven fossiler Fichten (*Picea abies*) aus der Ufermoräne Stiereg (Göschener Kaltphase II, Vorstoss um 1200/1100) (HOLZHAUSER and ZUMBÜHL 1996)

Tabelle 6: ^{14}C -Daten, Ufermoränen Stieregg und Zäsenberg: Vorstoss um 900/800 yBP (i = in situ, s = Streufund). Die Bäume, deren Jahrringbreitenkurven untereinander synchronisierbar sind, weisen ein * auf.

| Proben-Code | Material | ^{14}C -Alter | Lab.-Code | Dendro-Alter A.D. | Profil (Abb. 2) |
|-----------------------|------------------------------------|------------------------|-----------|-------------------|-----------------|
| Fossiler Boden | | | | | |
| Gr 34 | Organische Restsubstanz | 920 ± 75 | UZ-1294 | | 18 |
| | Huminsäuren | 775 ± 75 | UZ-1151 | | 18 |
| | Makroreste (<i>Pinus cembra</i>) | 945 ± 75 i | UZ-1169 | | 18 |
| Fossile Bäume | | | | | |
| Gr 29* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 1030 ± 75 s | UZ-1159 | 991 - 1088 | 17 |
| Gr 30* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 1020 ± 100 i | UZ-1555 | 976 - 1107 | 15 |
| Gr 31* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 980 ± 75 i | UZ-1161 | 1011 - 1137 | 17 |
| Gr 32 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 965 ± 70 i | UZ-1559 | | 15 |
| Gr 33* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 955 ± 70 s | UZ-1553 | 1019 - 1117 | 19 |
| Gr 36* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 865 ± 75 s | UZ-1158 | 982 - 1098 | 17 |
| Gr 37 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 865 ± 75 s | UZ-1171 | | Zäsenberg |
| Gr 38* | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 850 ± 70 s | UZ-1564 | 995 - 1088 | 17 |
| Gr 46 | Arve (<i>Pinus cembra</i>) | 970 ± 55 s | UZ-1750 | | 19 |

Profile 17 bzw. 15) ragen aus der Moräne drei Arvenstämme in situ, die vergleichbare ^{14}C -Alter aufweisen (Gr 31, Gr 30 und Gr 32). Ebenfalls etwa gleiches Alter weisen bereits vollständig herausgerodete und umgelagerte Arvenstämme auf (Gr 29, Gr 33, Gr 36 und Gr 38). Ein weiteres fossiles Holzstück (Gr 37), das aus der Vorstossphase um 900 yBP stammt, wurde in der Ufermoräne Zäsenberg gefunden. Mit Ausnahme der Jahrringkurven von Gr 32 und Gr 37 liessen sich die Jahrringbreitenkurven der anderen Arvenstämme, allerdings unterschiedlich gut, miteinander synchronisieren. Das Mark ist an allen, die Waldkante (zuletzt gebildeter Jahrring eines Baumes) an drei Proben vorhanden. Am längsten lebte Arve Gr 31, die am weitesten oben im Moränenprofil gefunden wurde. Der Vorstoss des Unteren Grindelwaldgletschers erstreckte sich über mindestens 50 Jahre. Soweit

liegen nämlich die Sterbealter der Arven zeitlich auseinander. Die Jahrringbreitenkurve der Arve Gr 36 aus der Ufermoräne Stieregg lässt sich mit der Standardchronologie MKWALLIS (HOLZHAUSER 1995), die auch das Hochmittelalter abdeckt, wenigstens teilweise synchronisieren. Das Sterbealter dieses Baumes kann mit 1098 A. D. angegeben werden. Damit sind auch die Sterbealter der übrigen Arven festgelegt, deren Jahrringkurven sich wenigstens abschnittsweise mit der Standardchronologie synchronisieren lassen. Der Vorstoss des Unteren Grindelwaldgletschers erstreckte sich gemäss der dendrochronologischen Datierung über einen längeren Zeitraum hinweg, von ca. 1088 bis mindestens 1137 A.D. In der ersten Hälfte des 12. Jahrhunderts war der Untere Grindelwaldgletscher folglich relativ ausgedehnt. Dieser Befund wird durch den Hin-

weis einer Schriftquelle bestätigt, demzufolge der Untere Grindelwaldgletscher im Jahr 1146 eine recht grosse Ausdehnung aufwies, so dass sein Zungenende mindestens im Bereich der beiden Schopffesterrassen lag (ZUMBÜHL 1980: 15,16).

Der spätmittelalterliche Vorstoss im 14. Jahrhundert

Der Untere Grindelwaldgletscher stiess zu Beginn der Kleinen Eiszeit anfangs des 14. Jahrhunderts erneut vor. Im südöstlichen Abschnitt der Ufermoräne Stieregg wurde der Stamm einer Arve am Gletscherrand gefunden, der ein Radiokarbonalter von 715 ± 75 yBP (Gr 39; UZ-1160 Abb. 2: Profil 15) aufweist. Der Baum, dessen Wuchsort nicht mehr auszumachen ist, wurde 285 Jahre alt. Die dendrochronologische Datierung der Jahrringbreitenkurve mit der Standardchronologie MKWALLIS hat erge-

ben, dass die Arve von 1054 - 1338 A.D. lebte. Die Ausdehnung des Unteren Grindelwaldgletschers um 1338 A.D. ist leider nicht bekannt, da der Arvenstamm Gr 39 nicht in situ gefunden wurde. Schriftquellen zufolge war der Untere Grindelwaldgletscher aber bereits 1246/47 in vorgeschobener Position und stirnte im Bereich der Schopffelsen (ZUMBÜHL 1980: 15,16). Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Untere Grindelwaldgletscher im 14. Jahrhundert zu einem Hochstand angewachsen ist, da ein solcher am benachbarten Grossen Aletschgletscher sowie auch am Gornergletscher nachgewiesen werden konnte (HOLZHAUSER 1995).

Der chronostratigraphische Aufbau der Ufermoräne Stieregg

Der chronostratigraphische Aufbau des Ufermoränenkomplexes Stieregg ist in Abb. 7 skizzenhaft und zusammenfassend dargestellt.

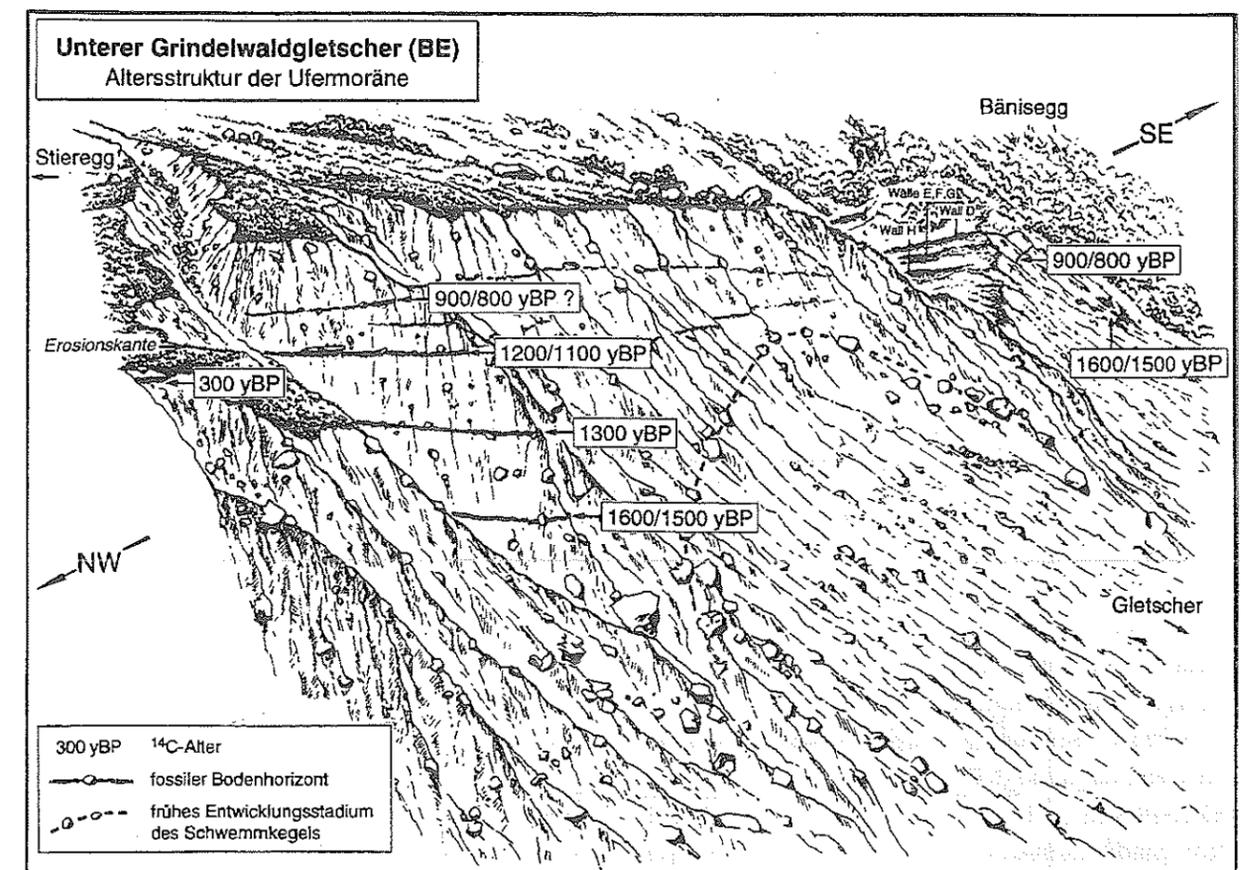


Abbildung 7: Chronostratigraphischer Aufbau der Ufermoräne Stieregg (Zeichnung H. Holzhauser, unpubl.)

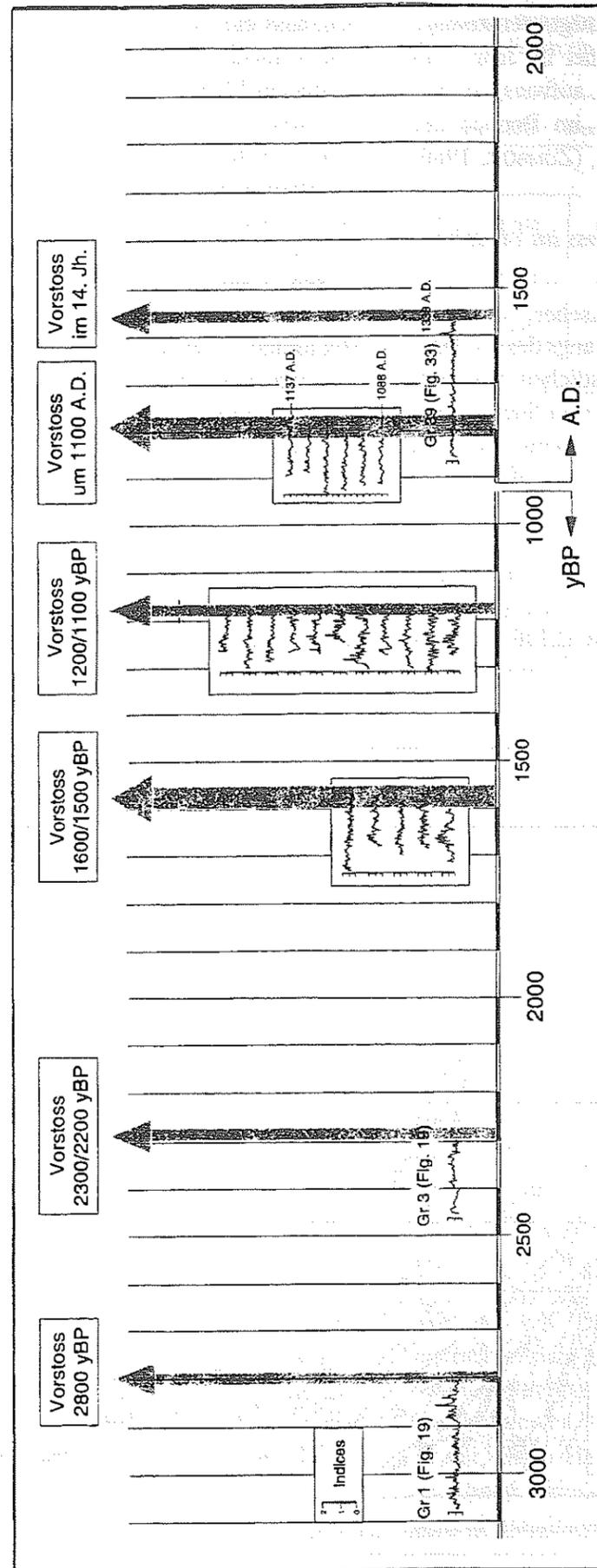
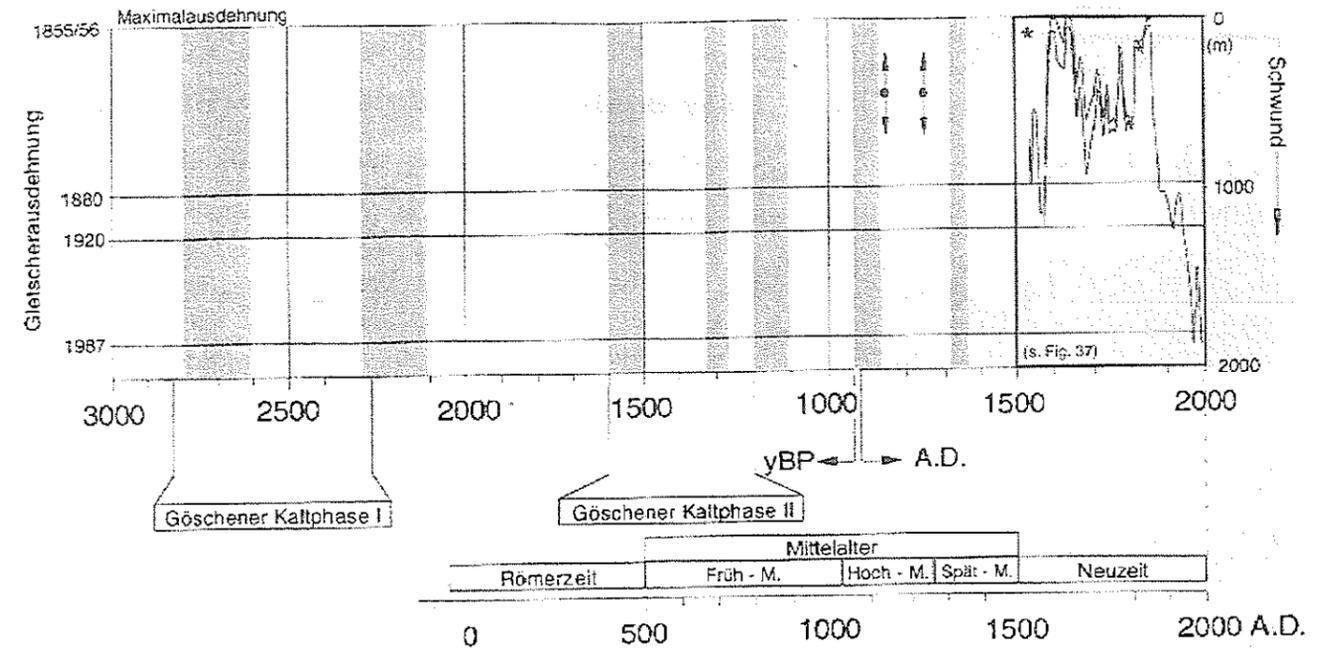


Abbildung 8: Zusammenfassende Darstellung der Jahrringbreitkurven fossiler Bäume aus den Ufermoränen Stieregg und Zäsenberg mit den entsprechenden Vorstossphasen des Unteren Grindelwaldgletschers (H. Holzhauser unpubl.)



- Vorstossphasen, rekonstruiert mit ¹⁴C-Daten fossiler Böden und Hölzer
Minimale und maximale Ausdehnung unbekannt
- * Hinweis auf grosse Gletscherausehndung aufgrund von Schriftquellen (ZUMBÜHL 1980).
- * Kurve der Zungenlängenänderungen nach PFISTER et al. (1994)

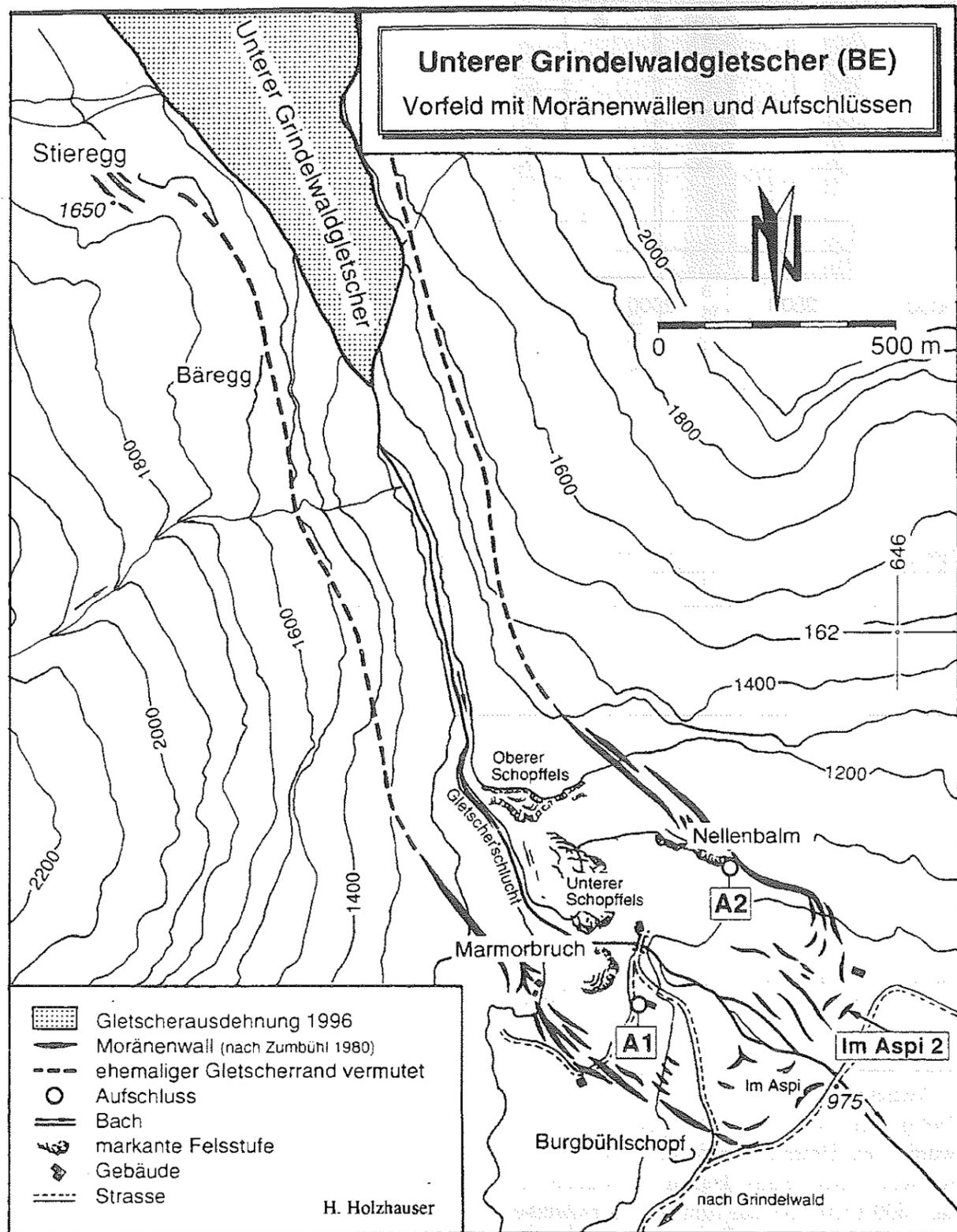
H. Holzhauser

Abbildung 9: Die Vorstossphasen des Unteren Grindelwaldgletschers innerhalb der letzten 2800 Jahre (HOLZHAUSER and ZUMBÜHL 1996)

Wie die Datierung fossiler Böden und Bäume aus verschiedenen Moränenprofilen ergeben hat, können fünf deutlich voneinander trennbare Überschüttungsphasen, d. h. Vorstossphasen des Unteren Grindelwaldgletschers, auseinandergehalten werden (Abb. 8 und Abb. 9), nämlich um 1600/1500 yBP, um 1300 yBP, um 1200/1100 yBP, um 1338 A.D., von 1088 bis 1137 A.D. und um 300 yBP (mit historischen Dokumenten auf ca. 1600 datiert; ZUMBÜHL 1980). Der Grossteil der Ufermoräne Stieregg wurde den Untersuchungsergebnissen zufolge während einer relativ kurzen Zeitspanne seit ca. 1600/1500 yBP auf dem sog. „Urscuttkegel“ des Ankenbälli-Baches aufgebaut. Im mittleren Abschnitt des Ufermoränenkomplexes entspricht dies einer ungefähren jährlichen Akkumulationsrate von etwa 6 cm/Jahr.

Die Datierung neuzeitlicher Vorstösse des Unteren Grindelwaldgletschers im vordersten Abschnitt des Gletschervorfeldes (Talboden)

Der Untere Grindelwaldgletscher hat während seinen zahlreichen Vorstossphasen im Talboden von Grindelwald stark akkumuliert, wobei jeweils fruchtbarer Boden samt Vegetationsdecke stellenweise meterhoch mit Moränenschutt überdeckt wurde. Das nach dem ausgeprägten Gletscherschwund seit dem letzten Hochstand im 19. Jahrhundert entstandene Neuland ist von der Vegetation wieder stark in Besitz genommen worden. Im Verlaufe verschiedener Begehungen des Vorfeldes gelang es an zwei Stellen, organisches Material zu bergen, das in Zusammenhang mit



Karte 2: Das Vorfeld des Unteren Grindelwaldgletschers mit den Moränenwällen und Aufschlüssen (PFISTER et al. 1994)

den neuzeitlichen Vorstossphasen des Unteren Grindelwaldgletschers gebracht werden kann (Karte 2).

Der Aufschluss „Gletscherschlucht“ (A1)

Nördlich der Brücke beim Restaurant Gletscherschlucht über die Weisse Lutschine gabelt sich die Strasse: Eine Strasse führt nach Grindelwald, eine andere hinauf zum Marmorbruch. Nahe dieser Verzweigung befindet sich hinter einem Werkgebäude ein künstlicher Aufschluss (Karte 2, A1). Die Lokalität inmitten des Gletschervorfeldes ist von den Stirnmoränen des Hochstandes 1855/56 rund 350 m, von denjenigen des Hochstandes 1599/1602 rund 400 m entfernt und ist seit 1865 eisfrei (nach dem topographischen Plan 1 : 2000 in ZUMBÜHL 1980). Das geböschte Gelände ist hier sichelförmig angegraben worden; die maximale Höhe des Aufschlusses beträgt im mittleren Abschnitt 4 - 5 m (Abb. 10).

Im nördlichen Abschnitt des Aufschlusses, ungefähr 1,5 m ab Oberkante, ist ein gut ausgebildeter, schwarzgrauer Bodenhorizont auf einer Länge von etwa vier Metern aufgeschlossen (Gr 40). Der humose, stark zusammengepresste fAh-Horizont weist eine Mächtigkeit zwischen 2 und 10 cm auf und ist stellenweise mit ineinanderverflochtenen, bis zu fingerdicken Wurzeln durchsetzt. Im östlichen Bereich des Aufschlusses ragen etwa 2 - 2,5 m ab Boden in kurzen, mehr oder weniger horizontalen Abständen verschiedene Holzstücke aus dem Moränenschutt heraus. In diesem Profilabschnitt

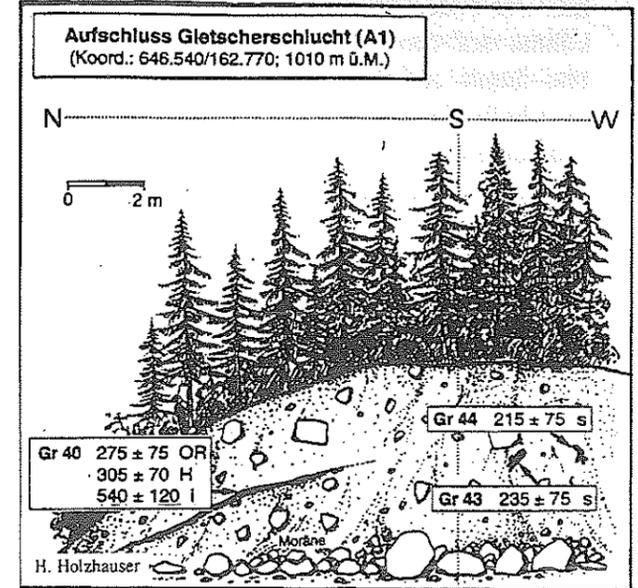


Abbildung 10: Aufschluss „Gletscherschlucht“ (Karte 2, A1) mit dem fossilen Bodenhorizont Gr 40 und den fossilen Hölzern Gr 43 und Gr 44.

sind keinerlei sichtbare Anzeichen eines fossilen Bodens vorhanden. An zwei fossilen Hölzern (Gr 43 und Gr 44) sind Proben entnommen und radiokarbondatiert worden (Tab. 7). Statistisch gesehen sind die ¹⁴C-Daten von Gr40, Gr 43 und Gr 44 gleich alt (Überschneidung im 1σ-Bereich). Die Makroreste (Gr 2) aus dem fossilen Boden Gr 40 hingegen fielen etwas älter aus als die übrigen Proben. Die ähnlichen Alter von Huminsäure und organischer Restsubstanz weisen auf eine Überschüttung des Bodens innerhalb der Neuzeit zwischen 200 und 375 yBP

Tabelle 7: ¹⁴C-Daten, Aufschluss „Gletscherschlucht“ (Karte 2, A1): Vorstoss im 16./17. Jahrhundert (i = in situ, s = Streufund)

| Proben-Code | Material | ¹⁴ C-Alter (yBP) | Labor-Code | Profil (Abb. 2) |
|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------|------------|-----------------|
| Fossiler Boden | | | | |
| Gr 40 | Organische Restsubstanz | 275 ± 75 | UZ-1054 | 13 |
| | Huminsäuren | 305 ± 70 | UZ-1055 | |
| | Makroreste (<i>Alnus spec.</i>) | 540 ± 120 i | UZ-1058 | |
| Fossile Bäume | | | | |
| Gr 43 | Fichte (<i>Picea abies</i>) | 235 ± 75 s | UZ-1081 | 13 |
| Gr 44 | Erle (<i>Alnus spec.</i>) | 215 ± 75 s | UZ-1083 | 13 |

hin. Das bedeutend höhere Alter der Makroreste könnte auf den Beginn der Wiederbesiedlung und damit auf die einsetzende Bodenbildung innerhalb des Vorfeldes während des Rückschmelzprozesses im Anschluss an den vermutlich weitreichenden Vorstoss des Unteren Grindelwaldgletschers im 14. Jahrhundert hinweisen. Der recht grosse Fehler von ± 120 Jahren (!) relativiert allerdings das ^{14}C -Datum erheblich (1σ -Bereich: 420 - 660 yBP). Aufgrund der Datenlage sind zwei mögliche Interpretationen in Betracht zu ziehen:

A: Der Boden wurde zu Beginn der Hochstandsphase 1820/22 - 1855/56 vom Gletscher überschüttet. Dagegen spricht der Umstand, dass der Untere Grindelwaldgletscher zwischen 1602

und 1855/56 die Fundstelle nur über kurze Zeiträume hinweg während des 18. Jahrhunderts freigegeben hat (von 1680 bis 1710 und von 1715 bis 1775; ZUMBÜHL et al. 1983: 40, 42, 43). Aus diesem Grunde wäre die Entstehung eines so gut entwickelten Bodens, wie wir ihn im Profil antreffen, nicht möglich gewesen. Die Bilddokumente aus dem 18. und dem beginnenden 19. Jahrhundert zeigen den Vorfeldabschnitt im Umkreis des Aufschlusses während minimaler Gletscherausdehnungen durchwegs als wenig bewachsenes Gelände mit vermutlich keiner oder nur geringer Bodenbildung (ZUMBÜHL 1980: 40, K49.1*S. 222).

B: Der Boden wurde im 16. Jahrhundert vom Gletscher überschüttet. Diese Hypothese trifft

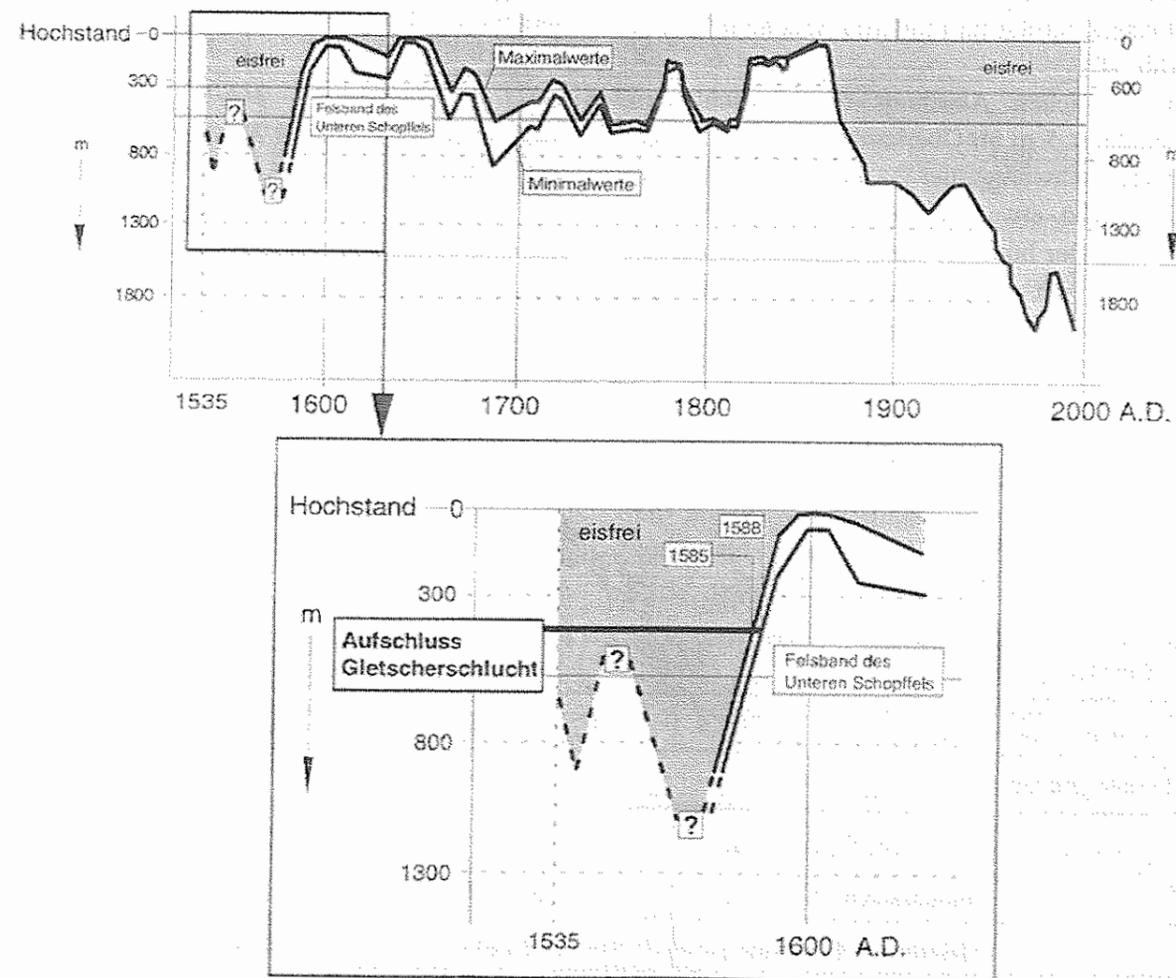


Abbildung 11: Zungenlängenänderungen des Unteren Grindelwaldgletschers von 1535 bis 1996 (nach ZUMBÜHL et al. 1983; PFISTER et al. 1994; vereinfacht)

wohl am ehesten zu. In Frage kommt mit grosser Wahrscheinlichkeit nur der weitreichende Vorstoss gegen Ende des 16. Jahrhunderts. Die Ausmasse eines vermuteten geringen Vorstosses in den 1540er Jahren sind weitgehend ungeklärt, jedenfalls dürfte der Untere Grindelwaldgletscher die Aufschlussstelle damals noch nicht erreicht haben (ZUMBÜHL 1983). Wenn man die Maximalwerte der Kurve der Zungenlängenänderungen des Unteren Grindelwaldgletschers berücksichtigt, ergibt sich folgendes Bild (Abb. 11): Der Gletscher erreichte um 1585, zu Beginn der ausgeprägtesten Vorstossphase innerhalb der Neuzeit von 1580 bis 1602 (PFISTER et al. 1994: 63-66), die Fundstelle und überschüttete den Boden. Gelten hingegen die Minimalwerte der Kurve, so verschiebt sich der Überschüttungszeitpunkt gegen 1588. Das Alter der Makroreste aus dem fossilen Boden lässt eine Dauer der Bodenentwicklung zwischen 100 bis 300 Jahren als möglich erscheinen. Falls der Untere Grindelwaldgletscher im 14. Jahrhundert einen Hochstand erreicht hatte, was sehr wahrscheinlich ist, dürfte der Zeitraum vom beginnenden Zurückschmelzen nach diesem spätmittelalterlichen Hochstand bis 1585/1588 A.D. - das sind über 200 Jahre - ausgereicht haben, um die Entstehung dieses Bodens zu ermöglichen. Die pedologischen Untersuchungen von Kienholz in MESSERLI et al. (1976: 53-60) am fossilen Boden unter dem Hochstandswall „Im Aspi 2“ (350 ± 80 yBP; Karte 2) weisen ebenfalls auf eine längere Bodenbildungsdauer von mehr als 130 Jahren vor 1600 hin, was die Autoren zu der Annahme veranlasste, dass allfällige Vorstösse im 15. Jahrhundert die Ausmasse der neuzeitlichen nicht erreicht haben. Die Aussage der ^{14}C -Daten der beiden Hölzer Gr 43 (235 ± 75 yBP) und Gr 44 (215 ± 75 yBP) ist nicht eindeutig. Diese Proben entstammen keinem fossilen Bodenhorizont und

sind höchstwahrscheinlich auch nicht in situ. Die Pflanzen sind aber während einer neuzeitlichen Vorstossphase vom Gletscher umgedrückt worden.

Der Aufschluss „Nellenbalm“ (A2)

Die Nellenbalm (früher auch Petronellenbalm genannt) befindet sich im südlichen Vorfeldabschnitt im Bereich der Hochstandsmoränen (Karte 2, A2). Dort steht ein breites Malmkalkfelsband an, das in Bodennähe überhängend ist. Unter diesem natürlich entstandenen Felsdach soll die Petronella Kapelle gestanden haben, die beim Vorstoss um 1547 vom Gletscher bedroht und gegen Ende des 16. Jahrhunderts von den Eismassen begraben wurde (PFISTER et al. 1994: 60). Während der nachfolgenden Hochstandsphasen im 17. und im 19. Jahrhundert türmte der Untere Grindelwaldgletscher Moränenschutt auf, der heute die Felshöhle abriegelt und sich zu einem steilen, vegetationslosen Wall verkittet hat. Den historischen Bildquellen nach zu urteilen, wurde der Wall zur Hauptsache während der beiden Hochstände 1820/22 und 1855/56 aufgebaut (ZUMBÜHL 1980: 40). In der aquarellierten Bleistiftzeichnung von G. L. Lory Vater aus der Zeit um 1814 ist unter der offenen Höhle nur ein kleiner, stellenweise mit Buschvegetation bewachsener Wallansatz, vermutlich aus der Zeit um 1600 datierend oder älter, erkennbar. Das Fehlen eines ausgeprägten Walles an dieser Stelle wird auch durch einen früheren schriftlichen Hinweis von J. S. Wyttenbach aus dem Jahr 1786 bestätigt (ZUMBÜHL 1980: 40). Zwischen Felswand und Moräne sind Proben am Wurzelstock einer Weide, vermutlich noch in situ, entnommen worden (Gr 45). An der Fundstelle konnten keine deutlichen Anzeichen eines fossilen Bodens festgestellt werden. Das Radiokarbonalter der Weidenwurzeln (Tab. 8) steht

Tabelle 8: ^{14}C -Daten, Aufschluss „Nellenbalm“ (Karte 2, A2): Vorstoss im 18./19. Jahrhundert (i = in situ)

| Proben-Code | Material | ^{14}C -Alter (yBP) | Labor-Code | Profil (Abb. 2) |
|----------------------|------------------------------|------------------------------|------------|-----------------|
| Fossiles Holz | | | | |
| Gr 45 | Weide (<i>Salix spec.</i>) | 170 ± 70 i | UZ-1080 | 13 |

nicht im Widerspruch mit den historischen Quellen, die auf ein geringes Alter des heutigen Walles hindeuten.

Der Untere Grindelwaldgletscher in den historischen Dokumenten

Da das Zungenende des Unteren Grindelwaldgletschers während der Kleinen Eiszeit oft bis in den Talboden vorstieß und damit in unmittelbarer Nähe des Dorfes endete, gehört er seit dem 18. Jahrhundert zu den bekanntesten und meistbesuchten Eisströmen des ganzen Alpenraumes. Entsprechend einzigartig ist die Zahl (mehr als 360 Bildquellen vor 1900) und zum Teil auch die Qualität der historischen Bild- und Schriftquellen. Die Mehrzahl der auswertbaren Schriftquellen datiert aus der Neuzeit (ab dem 16. Jh.). Bild Darstellungen aus Malerei und Graphik stammen vereinzelt bereits aus dem frühen 17. Jh., treten aber gehäuft erst mit der aufkommenden Mode der Schweizerreisen im 18. Jh. auf. Ab 1849 sind Fotografien verfügbar.

Nach 1560 kann die Geschichte des Unteren Grindelwaldgletschers stark vereinfacht wie folgt zusammengefasst werden (vgl. Abb. 12):

- Im Bereich der Schopffeltterrassen, etwa 1250 m vor dem heutigen Eiszungenende, verharrte der Gletscher während längerer Zeit (vgl. Abb. 12.1 1748/49). Besonders gut sichtbar ist dies auf einem ausserordentlich schönen Ölgemälde von J. A. Koch (vgl. Abb. 12.3), 1823 in Rom entstanden, aber mit der Gletscherphysiognomie von 1794 (belegt durch eine Zeichnung von Koch als er Grindelwald besuchte). Der sehr imposant wirkende zweigeteilte Eisstrom endet auf einer Steilstufe der Schopffeltseen, etwa 410 m hinter dem Eisrand des letzten

Vorstosses von 1778/79. Bis 1808 schmolz der Untere Gletscher noch weiter zurück.

- Mindestens sechsmal kam es zu relativ kurzfristigen Vorstössen von 400-600m, die zur Bildung des „Schweifes“ führten - eine markante Eispranke, die weit vorgeschoben im Talboden endete. Dreimal wurden dabei Hochstände erreicht (um 1778/79, 1820/22, 1855/56), dreimal war die Ausdehnung bescheidener, z. B. 1669.

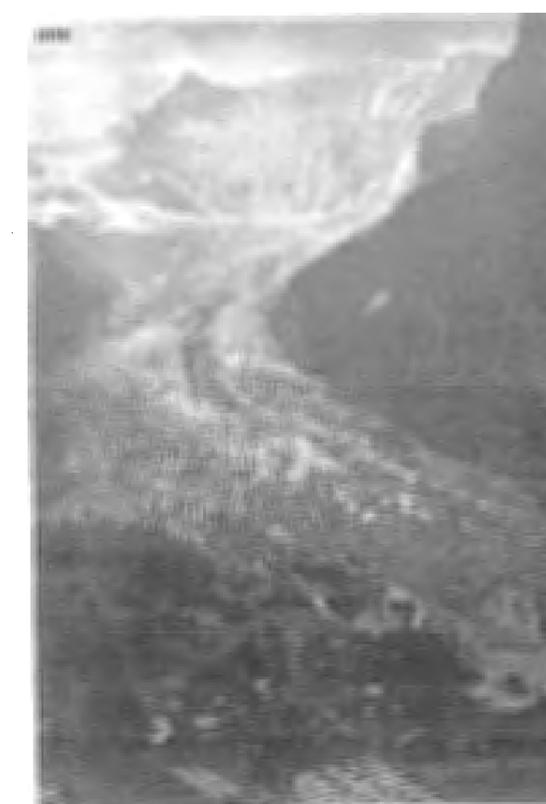
Aus einem grossformatigen Halbpanorama von C. Wolf (1735-1783) stammt die Frontalansicht des Schweifes von 1774/76 (vgl. Abb. 12.2). Vom Naturforscher J. S. Wyttenbach in Motivwahl und Blick geschärft, als Künstler begnadet, durch die attraktiv vorstossenden Eismassen bei der Darstellung des Naturphänomens begünstigt, schuf C. Wolf in der Zeit der Spätaufklärung die qualitativ hochwertigsten und eindrucklichsten Ansichten der Gletscher der Berner Alpen.

Sowohl künstlerisch wie auch gletschergeschichtlich nicht weniger gewichtig ist die aquarellierte Federzeichnung von S. Birmann von 1826 (vgl. Abb. 12.4). Mit fotografischer Genauigkeit porträtierte der Basler Meister den nach rechts gebogenen Schweif des Unteren Gletschers. Das Eis erreichte den Talgrund bei Aspi, tangierte auf der westlichen - im Bild rechten - Seite die Nellenbalm, überdeckte auf der gegenüberliegenden Seite das Gebiet des Grindelwaldner Marmorbruchs und endete schliesslich in der Nähe des Burgbühlenschopfes (zu den ca. 100 Gletscherzeichnungen von S. Birmann vgl. ZUMBÜHL 1997: 59-74).

Seine grösste Ausdehnung erreichte der Untere Grindelwaldgletscher im 19. Jahrhundert um 1855/56, schön zu erkennen auf der Fotografie von F. Martens von 1858 (vgl. Abb. 12.5).

Abbildung 12 (rechte Seite):

| | | |
|------|-------------|--|
| 12.1 | 1748/49 | Handmann, E. (1718 - 1781): Öl auf Leinwand, 69.0 cm x 64.0 cm. Privatbesitz, Zürich. |
| 12.2 | 1774/76 | Wolf, C. (1735 - 1783): Öl auf Leinwand, 82.0 cm x 226.0 cm. Kunsthaus Aarau. |
| 12.3 | 1794 | Koch, A. (1768 - 1839): Öl auf Leinwand, 88.5 cm x 122.5 cm. Muzeum Narodowe we Wroclawiu, Wroclaw (Polen) |
| 12.4 | 1826 | Birmann, S. (1793 - 1847): Bleistift, Aquarell, Gouache, 39.2 cm x 49.7 cm. Kunstmuseum Basel, Kupferstichkabinett |
| 12.5 | 1858 | Martens, F. (1806 - 1885): Fotografie, 31.9 cm x 25.2 cm. London Alpine Club Library |
| 12.6 | 1974 / 1998 | Zumbühl, H. J.: Fotografien |



• Der um 1575 beginnende langandauernde Vorstoss von ca. 1000 m endete um 1600 mit der grössten Eisausdehnung während der Kleinen Eiszeit.

• Seit dem Ende der Kleinen Eiszeit schmolz der Untere Grindelwaldgletscher um beinahe 2 km bis auf den heutigen Stand in der Gletscherschlucht zurück (vgl. Abb. 12.6 mit den Fotografien 1974, 1988).

Literatur

- HOLZHAUSER, H. 1995:** Gletscherschwankungen innerhalb der letzten 3200 Jahre am Beispiel des Grossen Aletsch- und des Gornergletschers. Neue Ergebnisse. In: Gletscher im ständigen Wandel. Publikationen der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW/ASSN), 6: 101-122. vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- HOLZHAUSER, H. 1997:** Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years: new results. In: Frenzel, B. (Hrsg.): Glacier fluctuations during the Holocene. Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research, Vol. 24: 35-58. Special Issue: ESF Project European Palaeoclimate and Man 16. Gustav Fischer Verlag Stuttgart, Jena, Lübeck, Ulm.
- HOLZHAUSER, H. / ZUMBÜHL, H. J. 1996:** To the history of the Lower Grindelwald Glacier during the last 2800 years - palaeosols, fossil wood and historical pictorial records - new results. Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 104: 95 - 127.
- HOLZHAUSER, H. / ZUMBÜHL, H. J. 1999a:** Glacier Fluctuations in the Western Swiss and French Alps in the 16th Century. In: Pfister, C. / Brázdil, R. (eds.): Climatic Variability in Sixteenth-Century Europe and Its Social Dimension. Climatic Change. (In press).
- HOLZHAUSER H. und ZUMBÜHL H.J. 1999b:** Nacheiszeitliche Gletscherschwankungen. Blatt 3.8 des Hydrologischen Atlas der Schweiz.
- MÜLLER, F. / CAFLISCH, T. / MÜLLER, G. 1976:** Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar. Geogr. Inst. ETH, Publ. Nr. 57/57a. Zürich.
- MESSERLI, B. / ZUMBÜHL, H. J. / AMMANN, K. / KIENHOLZ, H. / PFISTER, C. / OESCHGER, H. / ZURBUCHEN, M. 1976:** Die Schwankungen des Unteren Grindelwaldgletschers seit dem Mittelalter. Z. Gletscherk. Glazialgeol., Bd. 11, H. 1 (1975): 3-110. Innsbruck.
- PFISTER, C. / HOLZHAUSER, H. / ZUMBÜHL, H. J. 1994:** Neue Ergebnisse zur Vorstossdynamik der Grindelwaldgletscher vom 14. bis zum 16. Jahrhundert. Mitt. Naturf. Ges. Bern, N.F. 51: 55-79. Bern.
- ZOLLER, H. / SCHINDLER, C. / RÖTHLISBERGER, H. 1966:** Postglaziale Gletscherstände und Klimaschwankungen im Gotthardmassiv und Vorder- und Vorderrheingebiet. Verhandl. Naturf. Ges. Basel, Bd. 77, Nr. 2: 97-164.
- ZUMBÜHL, H. J. 1980:** Die Schwankungen der Grindelwaldgletscher in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. - 19. Jahrhunderts. Ein Beitrag zur Gletschergeschichte und Erforschung des Alpenraumes. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., Bd. 92. Basel, Boston, Stuttgart.
- ZUMBÜHL, H. J. 1997:** Die Hochgebirgszeichnungen von Samuel Birmann: ihre Bedeutung für die Gletscher- und Klimageschichte. In: Peter und Samuel Birmann: Künstler, Sammler, Händler, Stifter. Katalog zur Ausstellung im Kunstmuseum Basel, 27. September 1997 bis 11. Januar 1998: 59-74.
- ZUMBÜHL, H. J. / MESSERLI, B. / PFISTER, C. (1983):** Die Kleine Eiszeit. Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst. Katalog zur Sonderausstellung des Schweizerischen Alpenmuseums Bern und des Gletschergartenmuseums Luzern. 9. 6. - 14. 8. 1983 Luzern, 24. 8. - 16. 10. 1983 Bern.
- ZUMBÜHL, H. J. / HOLZHAUSER, H. 1988:** Alpengletscher in der Kleinen Eiszeit. Sonderheft zum 125jährigen Jubiläum des SAC. Die Alpen, 67. Jg., 3. Quartal: 129-322. Bern.

Paläoböden und
Deckschichten-Abfolgen
auf glazialen und glazi-
fluvialen Sedimenten
des Rhône-gletschers
(Niederer Mittelland)

Reiner Maitländer
Heinz Veit

Exkursion 2

Übersicht

Das zentrale Schweizer Mittelland ist gekennzeichnet durch glaziale und glazifluviale Sedimente des Rhône- und Aare-Gletschers, welche tertiäre Molasse überlagern. Die beiden Gletscher vereinigten sich während mehrerer pleistozäner Kaltzeiten, so auch während dem Würm. Dabei erreichte der Rhône-Aare-Gletscher die Gegend von Wangen an der Aare (Abb. 1, Wangenstadien). Die Grösste Vergletscherung, die das gesamte Schweizer Mittelland bedeckte, liegt mindestens drei glaziale Zyklen zurück (Abb. 2). Ihr folgten zwei Vergletscherungen, in denen die Eisausdehnung grösser war als während der letzten Vergletscherung. Während der vorletzten

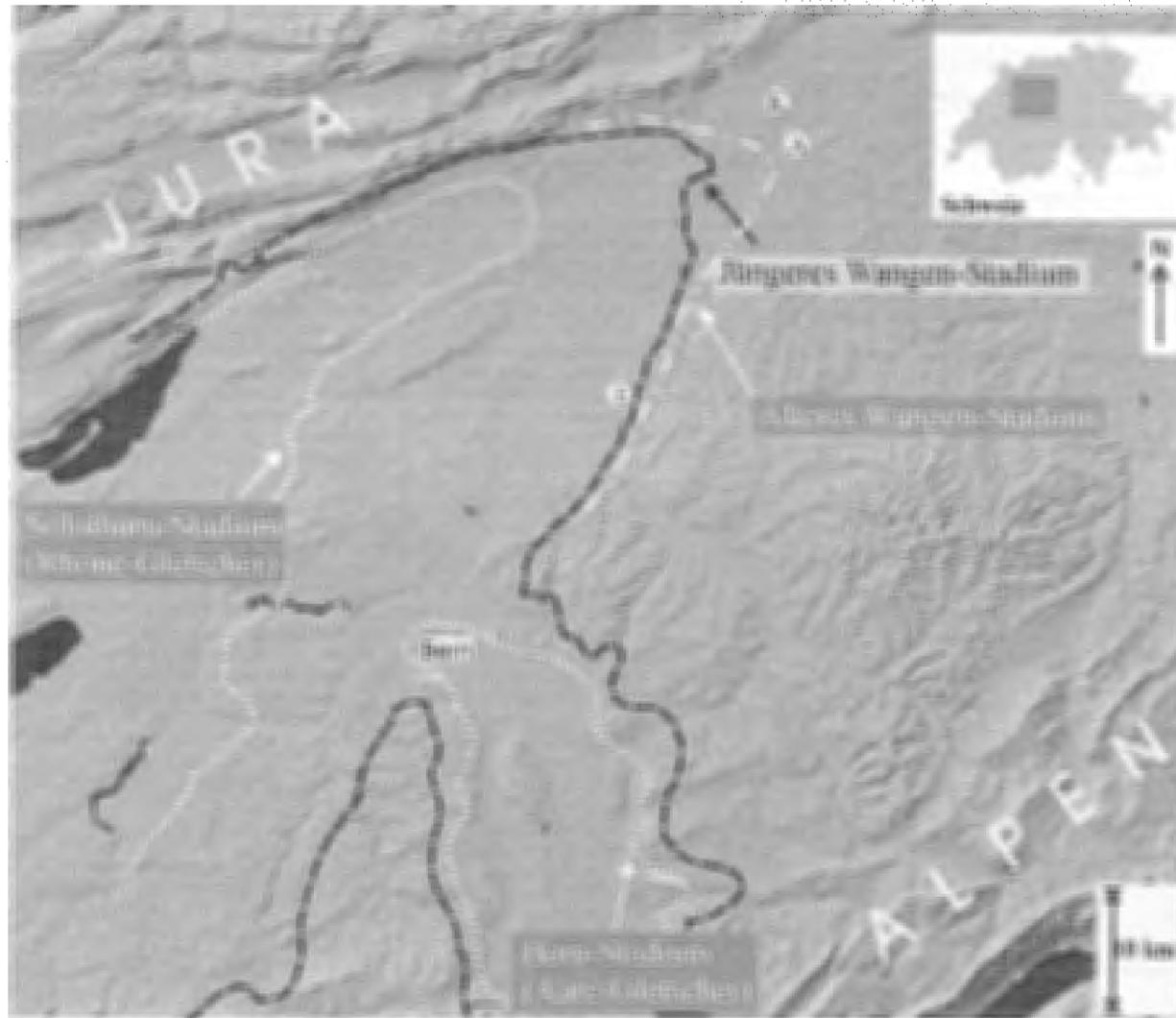


Abbildung 1: Zentrales Schweizerisches Mittelland mit den Standorten der Exkursion 2: E=Ersigen, Ke=Kestenholz, A=Aarwangen. Kartenhintergrund aus: Atlas der Schweiz interaktiv, copyright by Bundesamt für Landestopographie (BA013258). Abdruck mit freundlicher Genehmigung.

Kaltzeit (OIS 6) und der frühen Phase der letzten Kaltzeit (OIS 4) erreichten die Gletscher dagegen nicht die Ausdehnung des LGM (Last Glacial Maximum, OIS 2).

Im Raum von Wangen a.d. Aare werden in der Literatur zwei Moränenstände beschrieben, das Ältere und das Jüngere Wangen-Stadium. Zumindest das Ältere Wangen-Stadium umfasst verschiedene Moränenzüge, deren äusserste allgemein mit dem LGM gleichgesetzt werden (Jäckli, 1962; Hantke, 1980; Gerber and Wanner, 1984). Nach neueren Untersuchungen dürften dagegen zumindest Teile des Älteren Wangen-Stadiums aus einer früheren Vergletscherung stammen (Christen, 1999; Mailänder & Veit, eingereicht). Nach dem LGM trennten sich Rhône-

und Aare-Gletscher wieder. Im zentralen Mittelland finden sich im Raum von Solothurn (Rhône-Gletscher) und Bern (Aare-Gletscher) ausgeprägte Rückzugs-Moränen, die noch im späten Hochglazial gebildet wurden (Krayss, 1989).

Während der kaltzeitlichen Phasen wurde im jeweiligen Periglazialraum der oberflächennahe Untergrund vor allem durch Kryoturba­tion, Solifluktion und Lössablagerung stark verändert. Das Ergebnis sind periglaziale Deckschichten (Lagen) unterschiedlicher Zusammensetzung, die weitflächig das Ausgangssubstrat der Bodenentwicklung bilden.

Auf der Exkursion werden Ergebnisse vorgestellt, die als Teil einer Dissertation erarbeitet wurden. Dabei konnte ein regelhaftes Vorkommen einzelner Lagen festgestellt werden (zusammengefasst in Tab. 1). Eine jüngste Lage (Hauptlage) überzieht das Gelände auf ungestörten Arealen fast flächendeckend mit einer Mächtigkeit von ca. 0,5 m. Sie ist im Wesentlichen solifluidalen Ursprungs und unterschiedlich stark mit Löss angereichert. Sie findet sich auch innerhalb des Bern-Stadiums und stammt demnach aus dem Spätglazial.

Zwischen dem spät-hochglazialen Berner/Solothurner Stadium und dem maximalen Würm-Gletscherstand treten vor allem an Osthängen unter der Hauptlage bis zu zwei weitere Lagen (Mittellagen) auf, die hauptsächlich aus äolisch transportiertem Material bestehen. Noch bevor sich die Gletscher bis an den Alpenrand zurückzogen, kam es demnach im späten Hochglazial zu mindestens zwei verschiedenen Phasen, in denen äolische Sedimente (v.a. Löss) abgelagert wurden. Basislagen, die allein aus Anstehendem hervorgegangen sind, konnten bisher nicht sicher ausgegliedert werden. Die Grobkompo-

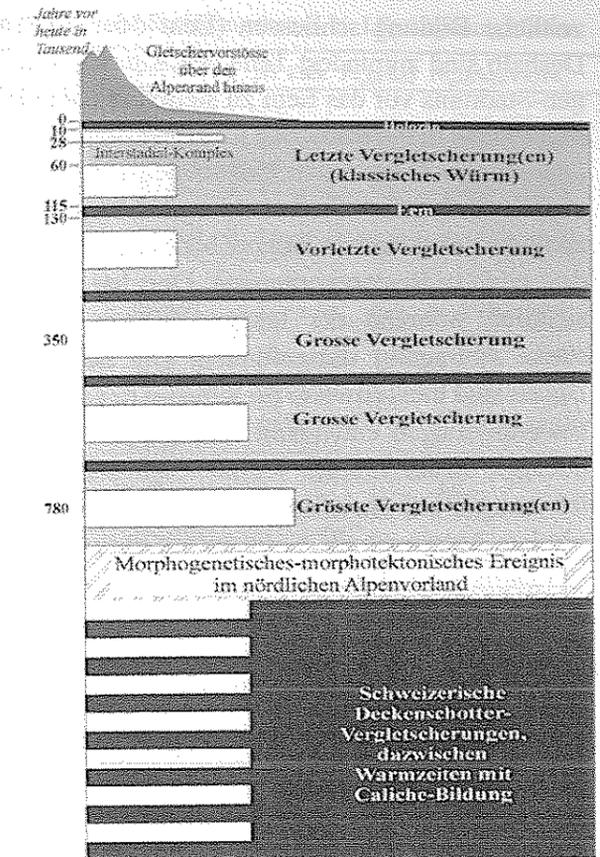


Abbildung 2: Gliederung des Eiszeitalters in der Schweiz nach Schlüchter & Kelly (2000).

nenten des Ausgangssubstrats sind fast immer gerundet, eine Abgrenzung der Deckschichten durch Ermittlung der Einregelung deshalb kaum möglich.

Nicht nur ausserhalb des Älteren Wangen-Stadiums, sondern auch zwischen den beiden Wangen-Stadien treten unter den spät- und hochglazialen Lagen zusätzlich ältere Bodenbildungen auf. Dabei handelt es sich meist um dichte, stauende Bt-Horizonte. Sie sind intensiver überprägt als diejenigen im Bereich innerhalb des Jüngeren Wangen-Stadiums, woraus wir auf eine warm-

Tabelle 1: Übersicht über die Verbreitung und das Alter periglazialer Lagen im zentralen Schweizerischen Mittelland.

| Periglaziale Lage | Verbreitung | Alter |
|----------------------------------|---|---|
| Hauptlage | auf allen pleistozänen Sedimenten | jünger als das Bern-Stadium, Älteste oder Jüngere Dryas |
| obere und untere Mittellage | ausserhalb des Bernstadiums | Hochglazial, nicht jünger als spätes Hochglazial |
| ältere Mittellage mit Paläoboden | ausserhalb des Älteren Wangen-Stadiums | älter als das LGM (Eem?) |
| Basislagen | im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen | - |

zeitliche Bildung schliessen (Eem oder älter). Deshalb sind zumindest Teile des Älteren Wangen-Stadiums vor das Eem zu stellen und damit mindestens in die drittletzte Kaltzeit (Abb. 2). Die intensiv überprägten Paläoboden-Horizonte sind in Senken innerhalb mächtiger Lössprofile zu finden, aber auch in Kuppenbereichen zumindest noch in Resten vorhanden. Dort hat offensichtlich während der letzten Kaltzeit keine starke Abtragung stattgefunden. Die heutigen Böden sind hier teilweise im Substrat der älteren Bodenbildungen entwickelt. Die flachere Morphologie ausserhalb der Würm-Vergletscherung ist weniger auf die offensichtlich geringe periglaziale Abtragung als vielmehr auf die erhöhte Ablagerung von Löss zurückzuführen. Die Verbreitung der Deckschichten und der älteren Bodenbildungen ist ein wesentlicher Faktor für die Entwicklung der heutigen Böden. Sie sind nicht allein durch Verwitterung entstanden, die von der Oberfläche ausgehend tiefergreift, sondern in vorverwittertem, geschichtetem Substrat entwickelt. Die Ausbildung von

Bodenhorizonten ist meist an den Wechsel von physikalischen und chemischen Eigenschaften an den Lagengrenzen gebunden. Die heutige Verbreitung der Bodentypen hängt daher mit derjenigen der Deckschichten und Paläoböden eng zusammen. Das Vorhandensein von Lagen unterschiedlicher Zusammensetzung und Eigenschaften wirft zudem Fragen auf bezüglich der Bilanzierung von Nähr- und Schadstoffen, dem Wasserfluss in Böden sowie der Bewertung von Bodenerosion.

Auf der Exkursion werden Bodenprofile aus zwei Bereichen vorgestellt. Zum einen handelt es sich um Profile auf Moränen (Standorte Ersigen und Kestenholz Lössprofil), zum anderen um Profile auf Flussterrassen der Aare (Standorte Kestenholz Kiesgrube, Aarwangen Kiesgrube).

1. Standort: Ersigen

Die Catena Ersigen liegt zwischen dem maximalen Gletscherstand der letzten Kaltzeit und dem spät-hochglazialen Bern-Stadium (Abb. 1). Hier

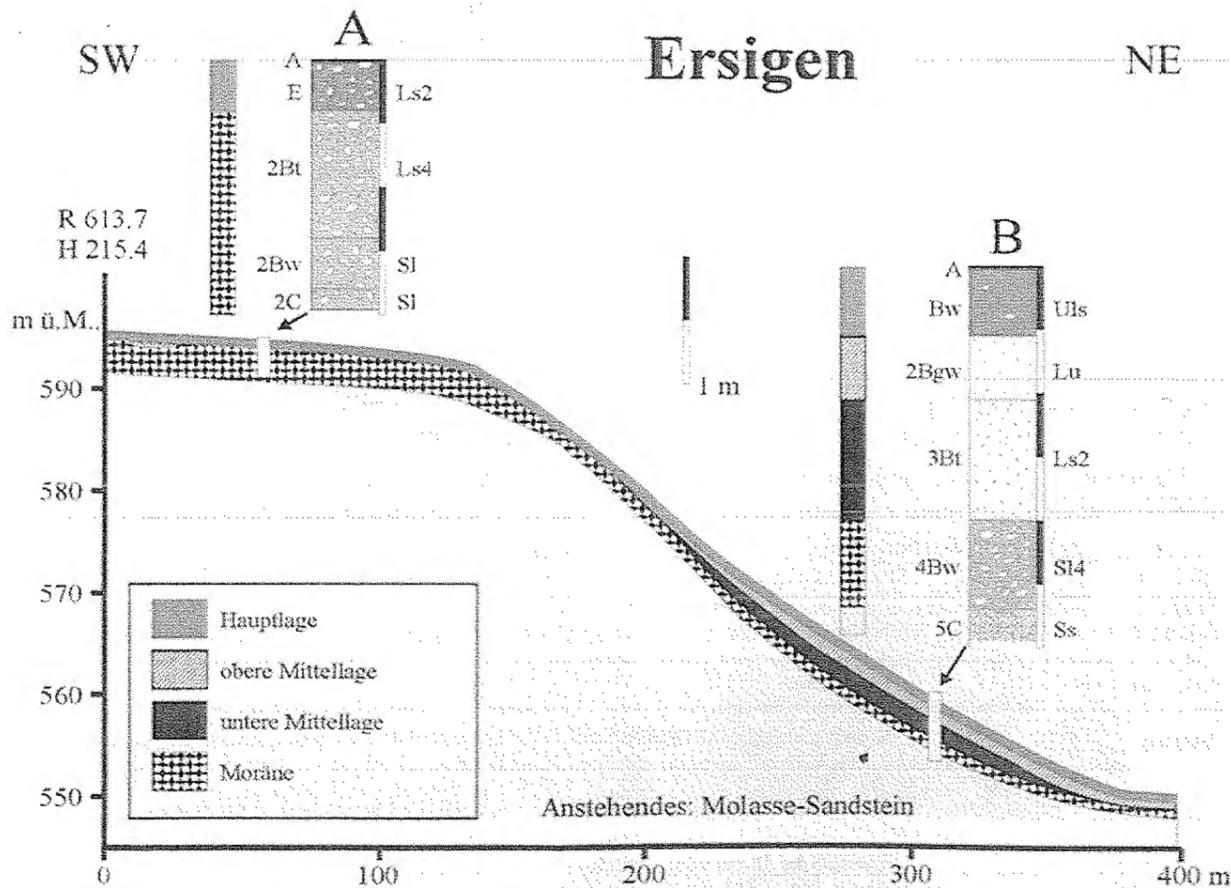


Abbildung 3: Catena am Standort Ersigen. Links von den Bodenprofilen die Horizonte nach FAO (1988), rechts die Textur.

Tabelle 2: Bodenkenngrössen der Profile am Standort Ersigen. Textur- und Skelettangaben in %, LD=Lagerungsdichte.

| Profil/Tiefe | Horizont | Lage | gS | mS | fS | gU | mU | fU | T | Skel. | Farbe feu. | LD | pH | Kalk | Fe _o [g/kg] | Fe _d [g/kg] | Fe _o /Fe _d |
|------------------|----------|---------|------|------|------|------|------|-----|------|-------|------------|-----|-----|------|------------------------|------------------------|----------------------------------|
| Ersigen A | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -3 | A | HL | | | | | | | | | 10YR2/1 | 4.0 | - | | 3.43 | 5.64 | 0.61 |
| -40 | E | HL | 1.5 | 7.9 | 29.5 | 22.7 | 12.3 | 8.1 | 18.1 | 15 | 10YR5/4 | 2 | 4.2 | - | 2.50 | 7.30 | 0.34 |
| -140 | 2Bt | Moräne | 8.9 | 24.4 | 27.0 | 6.8 | 4.9 | 4.1 | 24.0 | 20 | 10YR5/4 | 3 | 4.7 | - | 2.14 | 8.71 | 0.25 |
| -180 | 2Bw | Moräne | 13.7 | 28.8 | 31.3 | 7.4 | 4.9 | 4.0 | 10.0 | 20 | 10YR5/4 | 3 | 5.6 | - | 1.15 | 6.23 | 0.18 |
| -190+ | 2C | Moräne | 12.6 | 31.2 | 37.6 | 4.4 | 3.3 | 2.3 | 8.5 | 20 | 2.5Y5/6 | 3 | 7.0 | + | 0.62 | 3.73 | 0.17 |
| Ersigen B | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -4 | A | HL | | | | | | | | | 10YR2/1 | 4.0 | - | | 4.23 | 6.15 | 0.69 |
| -55 | Bw | HL | 0.4 | 7.1 | 20.3 | 35.0 | 12.1 | 9.5 | 15.7 | 3 | 10YR5/4 | 2 | 4.2 | - | 3.05 | 6.80 | 0.45 |
| -105 | 2Bgw | ob. ML | 0.4 | 2.9 | 14.1 | 40.6 | 13.6 | 8.3 | 20.2 | 0 | 10YR5/6 | 3 | 4.2 | - | 3.32 | 7.22 | 0.46 |
| -200 | 3Bt | unt. ML | 0.1 | 11.2 | 23.1 | 22.8 | 11.3 | 7.0 | 24.5 | 0 | 10YR5/4 | 3 | 4.4 | - | 1.72 | 8.29 | 0.21 |
| -270 | 4Bw | Moräne | 12.6 | 43.5 | 15.6 | 5.4 | 4.1 | 3.2 | 15.5 | 40 | 7.5YR4/4 | 4 | 5.2 | - | 1.83 | 8.73 | 0.21 |
| -285+ | 5C | Molasse | 27.9 | 37.8 | 25.7 | 3.4 | 0.7 | 0.2 | 4.3 | <1 | 10YR5/4 | 4 | 5.8 | - | 1.03 | 4.57 | 0.23 |

vergleichen wir ein Profil auf der Hochfläche des Längenberges bei Ersigen mit einem Profil an dessen Osthang (Abb. 3, Daten zu den Profilen in Tab. 2&3). Der Längenberg ist ein Molassehügel, der von Moräne bedeckt ist.

Auf der Hochfläche findet sich auf der Moräne die Hauptlage (40 cm Mächtigkeit). Sie zeichnet sich durch geringe Lagerungsdichte und deutlich höhere Schluffgehalte (insbesondere Grobschluff) im Vergleich zur Moräne aus. Am Osthang schieben sich zwischen die Hauptlage und die Moräne weitere Sedimente ein. Es handelt sich um zwei Mittellagen (2Bgw und 3Bt), die äusserst geringe Steingehalte aufweisen. In diesem Profil ist die Hauptlage wiederum durch ihre geringe Lagerungsdichte, aber auch durch

einzelne Steine (bis 25 cm) abzugrenzen, die in den Mittellagen nicht vorkommen. Die untere der beiden Mittellagen ist reicher an Mittel- und Feinsand als die obere und zeigt etwas stärkere Toncutane, was möglicherweise auf die Unterschiede in der Korngrösse zurückzuführen ist. Interpretiert man dagegen die Toncutane der unteren Mittellage als eigenständige Bodenentwicklung, dann wäre diese in das späte Hochglazial zu stellen.

2. Standort: Kestenholz Molassehügel

Der Standort Kestenholz befindet sich ausserhalb der beiden Wangenstadien und damit in dem Bereich, der von der letztezeitlichen Ver-

Tabelle 3: Schwermineral-Gehalte der Profile am Standort Ersigen (% der transparenten Minerale). X=vorhanden, aber <0.5%. Zusätzlich auf der rechten Seite: O/T=Verhältnis von opaken zu transparenten Körnern. Total: Anzahl der bestimmten transparenten Körner. Balken wurden dort eingefügt, wo der Unterschied im Gehalt mindestens 10% beträgt, zwischen O/T-Verhältnissen mindestens 0.2.

| Profil/Horizont | Layer | Anatase | Andalusite | Augite-Group | Biotite | Chloritoid | Disthene | Epidote-Group | Glaukophane | Garnet-Group | Hornblende, green | Monazite | Rutile | Staurolite | Sulphate-Group | Titanaugite | Titanite | Topaz | Tourmaline | Vesuvianite | Zircon | O/T | Total |
|------------------|---------|---------|------------|--------------|---------|------------|----------|---------------|-------------|--------------|-------------------|----------|--------|------------|----------------|-------------|----------|-------|------------|-------------|--------|------|-------|
| Ersigen A | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| E | HL | 0.0 | 0.5 | | | | | 64.0 | X 21.5 | 5.0 | | 1.0 | 0.5 | 0.5 | 1.0 | 2.0 | | 2.0 | 1.0 | 1.0 | | 0.48 | 200 |
| 2Bt | Moräne | X | 0.5 | 1.0 | | | | 56.7 | X 35.8 | 1.0 | | X | X | 0.5 | 2.5 | | 0.5 | 1.5 | X | | 0.62 | 201 | |
| Ersigen B | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| E | HL | 0.5 | | | 0.5 | | | 63.0 | 1.5 | 20.5 | 6.0 | | 1.5 | 0.5 | | | 1.5 | | 2.5 | 0.5 | 1.5 | 0.38 | 200 |
| 2Bgw | ob. ML | 0.0 | 0.5 | X | | | | 66.8 | X 25.7 | 3.5 | | 1.5 | X | | | | | | 1.5 | 0.5 | X | 0.15 | 202 |
| 3Bt | unt. ML | 0.0 | 0.5 | | | | | 72.5 | X 15.5 | 7.0 | | 0.5 | 0.5 | | | 0.5 | 0.5 | 1.0 | 1.0 | 0.5 | 0.22 | 200 | |
| 4Bw | Moräne | 0.0 | | | | | | 55.9 | | 34.7 | 0.5 | 1.5 | 2.5 | | | 1.0 | | 1.0 | | 3.0 | 1.32 | 202 | |
| 5C | Molasse | | | | X | | | 65.0 | X 25.0 | 3.0 | | 1.5 | 0.0 | | | 2.0 | 1.0 | | | 2.5 | 0.92 | 200 | |

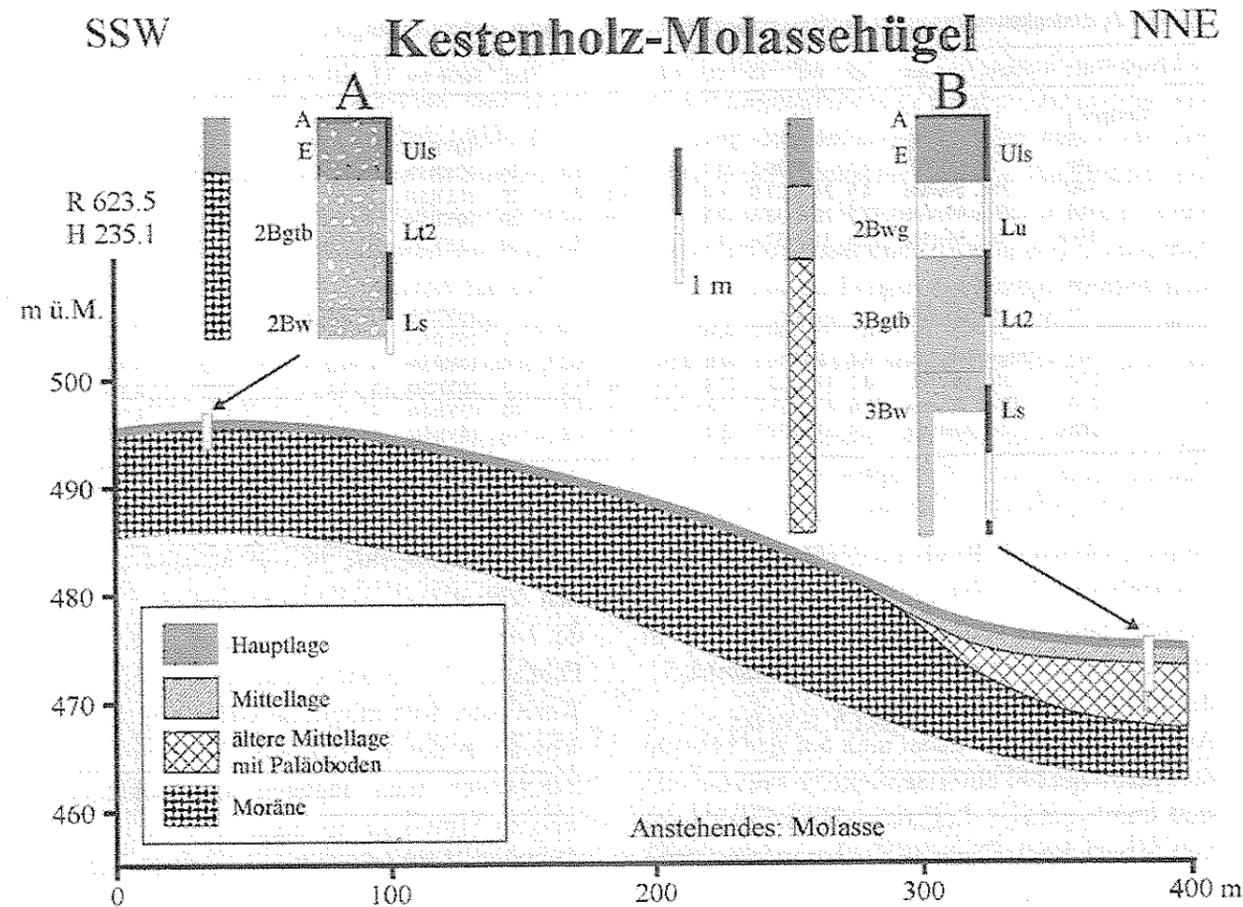


Abbildung 4: Catena am Standort Kestenholz Molassehügel. Auf der Exkursion wird das Profil B gezeigt.

gletscherung nicht erreicht wurde (Abb. 1). Bei den Höhenzügen handelt es sich wiederum um moränenbedeckte Molassehügel. Das Profil B der Catena Kestenholz (Abb. 4) liegt in nahezu ebener Lage in einer Sattelposition. Das gesamte Profil besteht weitgehend aus Feinmaterial mit einem geringen Steingehalt (bis 2cm Durchmesser). Wegen der Korngrössenzusammensetzung (Tab. 4) kann angenommen werden, dass es sich

grösstenteils um äolische Sedimente handelt, die Steine lassen jedoch darauf schliessen, dass auch Abschwemmung/Kryoturbation bei der Bildung eine Rolle gespielt haben. Zwei Bereiche innerhalb des Profils lassen sich klar unterscheiden: Der obere Bereich (-105 cm) weist eine Bodenentwicklung auf, die in ihrer Intensität mit den Böden innerhalb des Jüngerer Wangen-Stadiums vergleichbar ist (z.B. Ersigen). Ab 105 cm

Tabelle 4: Bodenkenngrössen der Profile im Bereich Kestenholz-Molassehügel.

| Profil/Tiefe | Horizont | Lage | gS | mS | fS | gU | mU | fU | T | Skel. | Farbe feu. | LD | pH | Kalk | Fe _g [g/kg] | Fe _o [g/kg] | Fe _g /Fe _o |
|---------------------|----------|---------|-----|------|------|------|------|------|------|-------|------------|-----|-----|------|------------------------|------------------------|----------------------------------|
| Kestenholz A | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -8 | A | HL | | | | | | | | | 10YR2/1 | 3.8 | - | - | 2.70 | 4.50 | 0.60 |
| -45 | E | HL | 3.1 | 10.6 | 17.8 | 22.4 | 16.8 | 12.5 | 16.8 | 20 | 10YR5/4 | 2 | 4.1 | - | 2.70 | 9.46 | 0.29 |
| -140 | 2Bgtb | Moräne | 6.0 | 11.1 | 15.7 | 11.4 | 12.4 | 10.4 | 33.0 | 30 | 10YR5/7 | 4 | 4.0 | - | 1.98 | 12.32 | 0.16 |
| -165+ | 2Bw | Moräne | 6.3 | 18.2 | 19.3 | 13.9 | 8.0 | 9.8 | 24.4 | 30 | 7.5YR5/6 | 4 | 4.1 | - | 1.22 | 7.41 | 0.16 |
| Kestenholz B | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -10 | A | HL | | | | | | | | | 10YR1/1 | 4.0 | - | - | 3.31 | 6.16 | 0.54 |
| -50 | E | HL | 1.2 | 8.1 | 21.1 | 29.4 | 15.9 | 12.3 | 12.0 | <1 | 2.5Y4/3 | 1 | 4.2 | - | 3.64 | 6.30 | 0.58 |
| -105 | 2Bwg | ML | 1.3 | 4.9 | 20.8 | 26.5 | 17.1 | 10.5 | 18.9 | <1 | 10YR5/4 | 3 | 4.2 | - | 2.90 | 9.20 | 0.32 |
| -190 | 3Bgtb | alt. ML | 0.2 | 8.6 | 21.1 | 24.8 | 10.2 | 7.4 | 27.7 | <1 | 7.5YR5/4 | 5 | 4.0 | - | 4.75 | 17.32 | 0.27 |
| -220+ | 3Bw | alt. ML | 1.2 | 11.1 | 26.2 | 25.9 | 9.7 | 4.3 | 21.7 | <1 | 7.5YR5/6 | 4 | 4.4 | - | 2.18 | 8.30 | 0.26 |
| Kestenholz C | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -8 | A | HL | | | | | | | | | 10YR2/1 | 4.0 | - | - | 2.89 | 7.13 | 0.41 |
| -45 | E | HL | 2.9 | 9.2 | 17.7 | 24.0 | 22.1 | 10.8 | 13.4 | 15 | 10YR5/6 | 2 | 4.2 | - | 2.42 | 8.30 | 0.29 |
| -90 | 2Bgt | ML | 2.2 | 7.7 | 15.7 | 25.4 | 19.8 | 7.4 | 21.8 | 5 | 10YR5/6 | 3 | 4.1 | - | 2.17 | 6.92 | 0.31 |
| -175+ | 3Bgtb | Moräne | 4.7 | 16.9 | 16.9 | 8.9 | 8.5 | 12.4 | 31.7 | 25 | 7.5Y4/6 | 5 | 3.8 | - | 4.20 | 18.02 | 0.23 |

Tiefe steht ein deutlich dichteres, stark pseudo-vergleytes Substrat an (3Bgtb), das stärkere Toncutane aufweist als der darüberliegende 2Bwg-Horizont. Im 3Bgtb-Horizont finden sich auch Anzeichen von Kryoturbation. Deshalb handelt es sich hier um einen Paläoboden, bei dem man aufgrund seiner Intensität eine warmzeitliche Bildung (Eem) vermuten kann. Eigenschaften, die mit denen des Paläoboden-Horizontes im Profil B vergleichbar sind, finden sich auch in den höheren Reliefbereichen des Hügellandes, hier aber in Moräne entwickelt (Profil A, Abb. 4 und Profil C, nur in Tab. 4). Daher schliessen wir auf einen auch in diesen Reliefpositionen vorhandenen Paläoboden, der offensichtlich während der letzten Kaltzeit nicht erodiert wurde.

3. Standort: Kestenholz-Kiesgrube

Bei der Entwässerung des Rhône-/Aare-Gletschers wurde eine Abfolge von Fluss-Terrassen im östlichen Vorland der beiden Wangen-Stadien gebildet (Abb. 5). Graul (1962) gliederte sechs Terrassenniveaus (a-f) aus (Abb. 6), die er geomorphologisch zu den Gletscherständen in Beziehung setzte. Alle diese Terrassen werden allgemein dem Zeitraum seit dem LGM zugeordnet (Graul, 1962; Gerber and Wanner, 1984; Isler et al., 1984). Das Profil Kestenholz Kiesgrube liegt auf einer Schotterterrasse, die bei Graul (1962) nicht beschrieben ist. Sie steht räumlich in unmittelbarem Zusammenhang mit den Molassehügeln im Raum Kestenholz, die am Standort 2 beschrie-

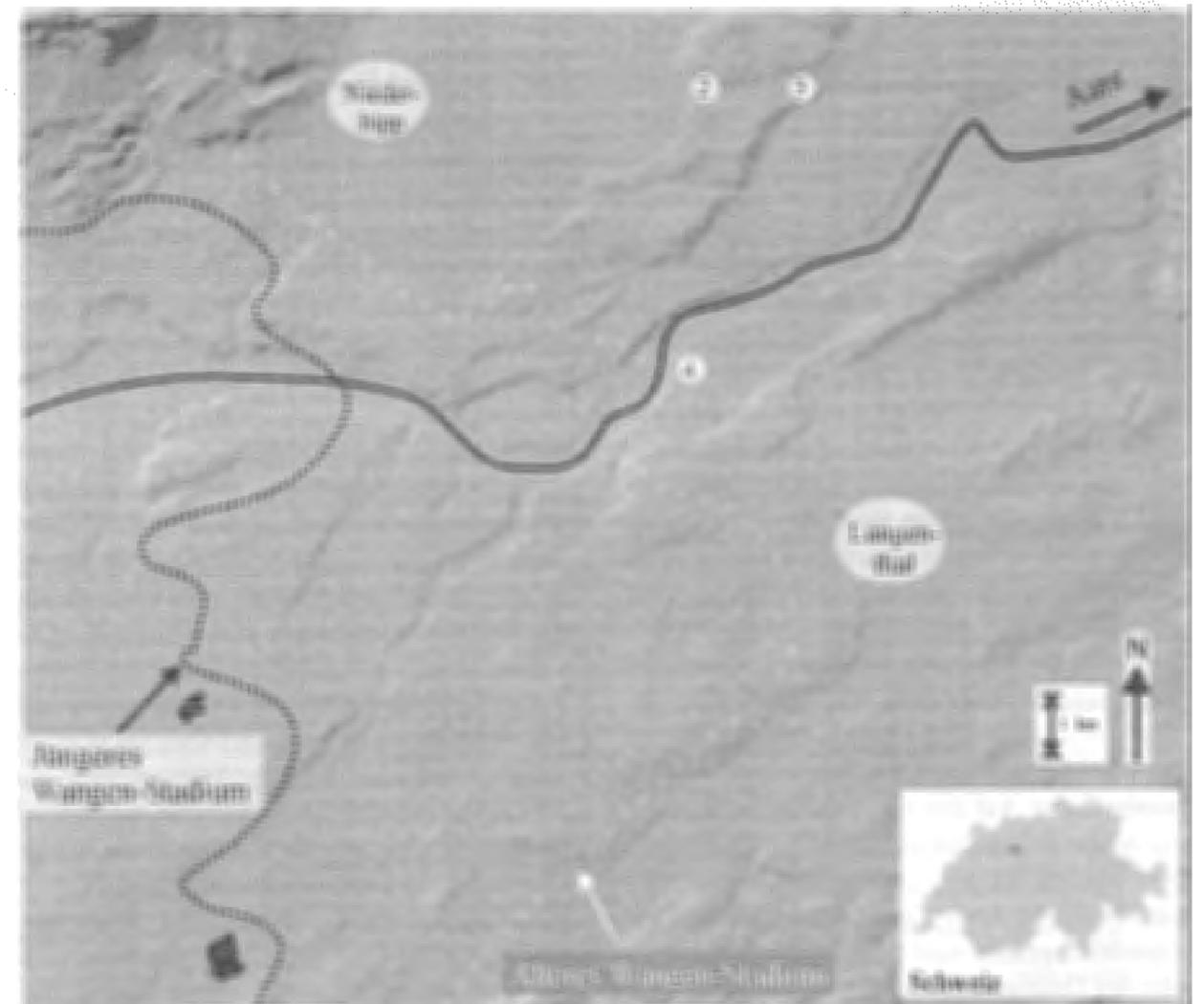


Abbildung 5: Der Raum der Wangen-Stadien mit den Flussterrassen im östlichen Vorland. Die Zahlen verweisen auf die Exkursions-Standorte. Kartenhintergrund aus: Atlas der Schweiz interaktiv, copyright by Bundesamt für Landestopographie (BA013258). Abdruck mit freundlicher Genehmigung.

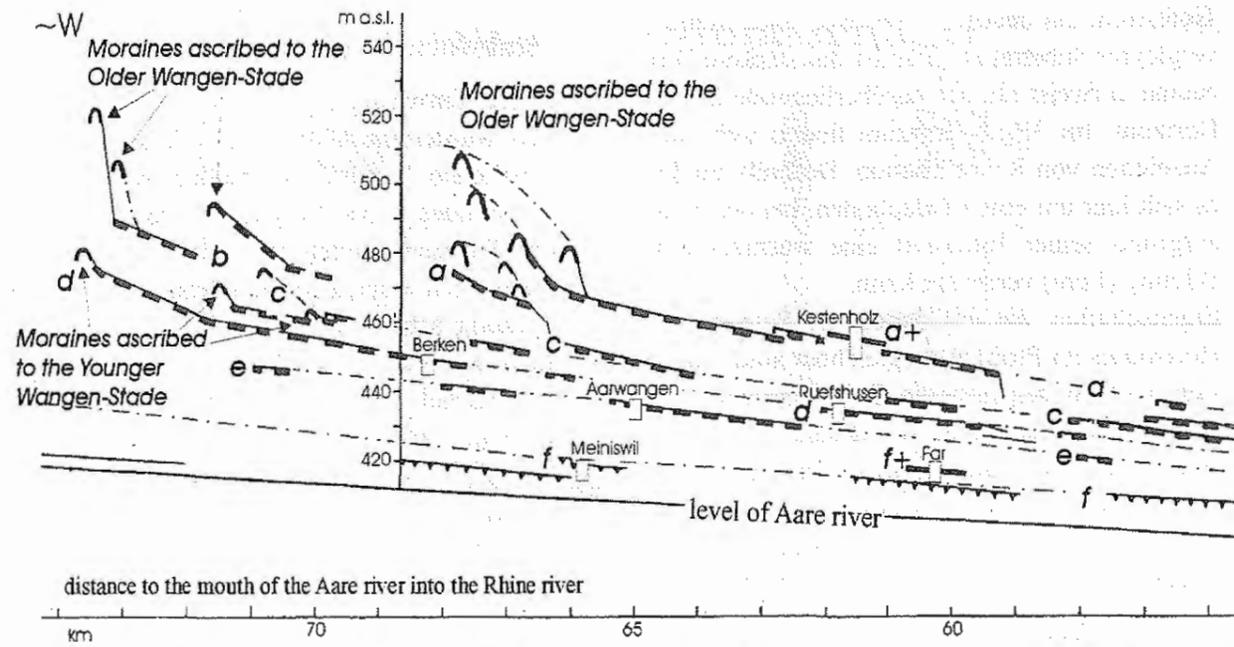


Abbildung 6: Flussterrassen-Niveaus im Raum der Wangenstadien und deren östlichem Vorland. Verändert nach Graul (1962).

ben wurden. Ebenso wie die Moränenbedeckung der Hügel werden die Schotter in der geologischen Karte dem Riss zugeordnet. Die Vertikal-distanz der Schotteroberkante zur Aare beträgt etwa 55 m und ist von daher dem von Graul (1962) beschriebenen Niveau a sehr ähnlich. Das Niveau a kommt jedoch in diesem Gebiet nicht im Aaretal vor, sondern nur in dem südlich davon gelegenen Raum Langenthal, der vom Aaretal durch einen Molasseriegel getrennt ist. Das Terrassen-Niveau des Standortes Kestenholz-Kiesgrube ist deshalb nicht direkt damit vergleichbar und wird von uns mit a+ bezeichnet.

Das bei der Exkursion gezeigte Profil ist nicht identisch mit dem hier beschriebenen, sondern um etwa 30 m versetzt, weil inzwischen der Abbau in der Kiesgrube fortgeschritten und das ursprüngliche Profil nicht mehr zugänglich ist. Die beschriebenen Schichten lassen sich jedoch auch in dem jetzt noch zugänglichen Bereich wiederfinden. Auf den Schottern liegen bis etwa 3.5 Meter Decksedimente, die in 5 Lagen unterteilt werden können (Abb. 7). Sie sind alle stark pedogen überprägt. Die Entkalkungstiefe erreicht insgesamt rund 8.5 m.

Bei den Decksedimenten unterscheiden sich die oberen drei Lagen deutlich von den beiden unteren (Tab. 5). Die beiden unteren (5Bgt- und 4Bt-Horizont) weisen einen höheren Gehalt an Stei-

nen auf (ca. 20 bzw. 10 %), die bis zu 15 bzw. 5 cm Durchmesser erreichen. Wir interpretieren diese Lagen als solifluidal/kryoturbate Bildungen. Der gesamte Bereich oberhalb davon hat einen sehr geringen Steingehalt (≤ 2 cm Durchmesser) und höhere Schluffgehalte (um 50 %). Hier dürfte es sich hauptsächlich um äolisches Sediment handeln, das jedoch offensichtlich noch verspült wurde, denn es ist nicht frei von Steinen.

Das Profil ist durch verschiedene Phasen der Bodenentwicklung geprägt, die aber nicht durch unverwittertes Substrat getrennt sind. Deshalb ist die Abgrenzung einzelner Böden nicht immer sicher vorzunehmen. Die pedogene Überprägung der Sedimente ist bis in eine Tiefe von etwa 650 cm intensiv mit pH-Werten um 4 und Toneinwaschungs-Merkmalen wechselnder Intensität. Die Toncutane sind relativ schwach im rezenten Boden, etwas intensiver im 2Btg und 3Btg und am stärksten ausgeprägt im 4Bt- und schliesslich im 6Bt-Horizont innerhalb der Schotter, wo sie nach unten hin kontinuierlich abnehmen. Hinweise auf Paläoböden können neben den Toncutanen die Tiefenkurven des pH-Wertes und der Fe-Oxide geben. Der pH-Wert liegt in zwei Horizonten (3Btg- und der 6Bt-Horizont) um mindestens 0.3 pH-Einheiten tiefer als im Hangenden. Der Fe_p -Gehalt weist 3 Maxima auf, ein

schwächeres im 3Btg und zwei ausgeprägtere im 4Bt und 6Bt-Horizont (jeweils mit Minima im Fe_o/Fe_p -Verhältnis).

Diese Befunde deuten darauf hin, dass es sich zumindest bei den 6Bt- und 4Bt-Horizonten um Paläoböden handelt, möglicherweise auch beim 3Btg-Horizont. Der darüberliegende Bereich bis einschliesslich dem 2Btg-Horizont ist zwar im Vergleich zu den Böden innerhalb des Jüngeren Wangen-Stadiums, die auf jeden Fall jünger sind als das LGM, mächtiger und intensiver entwickelt. Er kann jedoch nicht sicher weiter untergliedert werden. Aufgrund der Intensität der pedogenen Merkmale kann man zumindest für den 4Bt- und den 6Bt-Horizont eine Bildung unter interglazialen Bedingungen annehmen. Weil der Profilbereich oberhalb davon aber nicht sicher weiter zu unterteilen ist, bleibt die absolute zeitliche Stellung dieser Böden vorerst unklar. Die Schotter sind aber aufgrund der Bodenbildungen vor die vorletzte Warmzeit zu stellen, haben damit ein Alter von OIS 8 oder älter.

Nach unserem Kenntnisstand wurde bisher kein vergleichbarer Standort im zentralen Schweizer Mittelland beschrieben. Das Profil kann interessante Hinweise zur Gletscherausdehnung während der vorletzten Kaltzeit geben. Nimmt man an, dass die klassische Riss-Vereisung (grösste Gletscherausdehnung) der vorletzten Kaltzeit entspricht, dann müsste der Standort während diesem Zeitraum vom Rhône-gletscher überfahren worden sein. Es gibt jedoch keinerlei Hinweise, dass der Standort nach der Ablagerung der Schotter noch einmal von Gletschern überdeckt wurde. Das deckt sich mit geologischen Befunden, die darauf hinweisen, dass der

Kestenholz-Kiesgrube

R625.1, H 235.4
455 m ü.M., Niv. a+

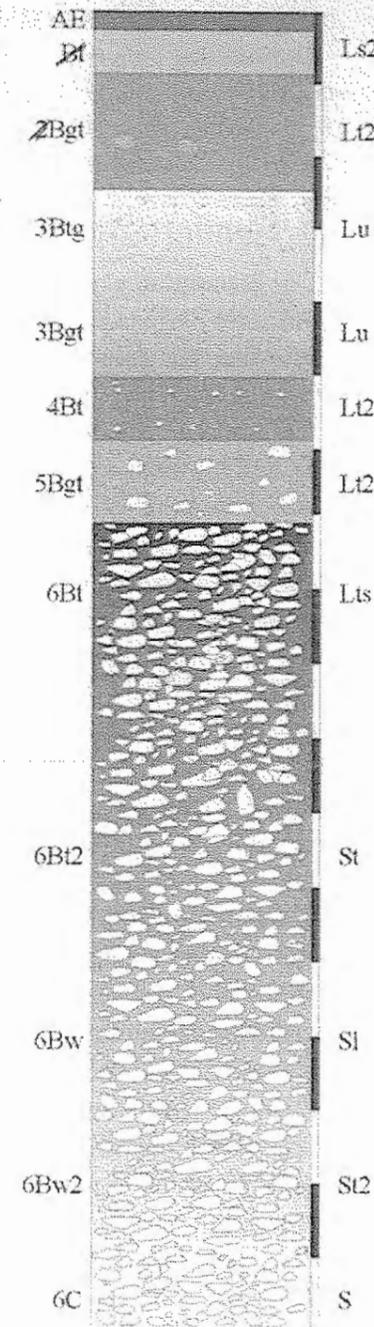


Abbildung 7: Boden- und Sedimentabfolge im Profil Kestenholz-Kiesgrube (Terrassen-niveau a+). Links die Bodenhorizonte, rechts die Textur.

Tabelle 5: Bodenkenngrößen des Profils Kestenholz-Kiesgrube (Terrassen-Niveau a+).

| Profil / Tiefe | Horizont | gS | mS | fS | gU | mU | fU | T | Skel. | Farbe feu.LD | pH | Kalk | Fe_o [g/kg] | Fe_p [g/kg] | Fe_o/Fe_p |
|--------------------|----------|------|------|------|------|------|-----|------|-------|--------------|-----|------|---------------|---------------|-------------|
| Kestenholz Niv. a+ | | | | | | | | | | | | | | | |
| -15 | AE | | | | | | | | | 10YR2/1 | 4.2 | - | 4.18 | 7.28 | 0.57 |
| -45 | Bt | 0.6 | 7.9 | 21.9 | 26.4 | 13.3 | 6.7 | 23.2 | <1 | 10YR5/4 | 2 | 4.4 | 2.81 | 4.78 | 0.59 |
| -130 | 2Btg | 0.1 | 6.8 | 20.6 | 29.5 | 11.9 | 5.6 | 25.5 | <1 | 10YR4/6 | 3 | 4.3 | 2.76 | 11.83 | 0.23 |
| -200 | 3Btg | 1.6 | 5.8 | 12.4 | 29.6 | 16.0 | 7.9 | 26.5 | <1 | 10YR5/4 | 3 | 3.9 | 3.45 | 19.08 | 0.18 |
| -250 | 3Btg | 1.2 | 5.9 | 15.8 | 26.1 | 15.0 | 9.6 | 26.5 | <1 | 10YR5/4 | 4 | 3.9 | 4.22 | 18.41 | 0.23 |
| -300 | 4Bt | 2.4 | 9.3 | 14.3 | 18.8 | 12.8 | 9.8 | 32.5 | 10 | 10YR5/4 | 4 | 4.0 | 3.60 | 21.17 | 0.17 |
| -360 | 5Btg | 3.4 | 8.6 | 16.4 | 21.0 | 10.7 | 8.2 | 31.8 | 20 | 10YR5/6 | 4 | 4.1 | 3.98 | 14.99 | 0.27 |
| -500 | 6Bt | 8.9 | 20.6 | 13.2 | 10.8 | 6.4 | 7.4 | 32.8 | 30 | 5YR4/6 | 5 | 3.8 | 3.90 | 24.08 | 0.16 |
| -650 | 6Bt2 | 11.9 | 35.3 | 19.2 | 6.1 | 2.3 | 5.9 | 19.4 | 30 | 5YR5/6 | 5 | 4.2 | 2.91 | 12.06 | 0.24 |
| -750 | 6Bw | 6.9 | 38.3 | 32.2 | 4.7 | 2.7 | 3.5 | 11.6 | 40 | 7.5YR4/6 | 4 | 5.1 | 1.92 | 13.82 | 0.14 |
| -850 | 6Bw2 | 12.4 | 49.5 | 23.1 | 5.1 | 3.4 | 1.3 | 5.2 | 40 | 10YR4/6 | 4 | 6.5 | | | |
| -900 | 6C | 11.5 | 68.5 | 11.8 | 2.4 | 2.0 | 1.4 | 2.3 | 40 | 2.5Y5/4 | 3 | 7.2 | 0.29 | 2.74 | 0.11 |

Gletscherstand des LGM während der vorletzten Kaltzeit und dem frühen Würm nicht übertroffen wurde (Schlüchter, 1989; Schlüchter & Kelly, 2000).

4. Standort: Aarwangen-Kiesgrube

Der Standort liegt auf der untersten einer Gruppe von drei Terrassen, die jeweils einen vertikalen Abstand von rund 5 m aufweisen. Sie wurden von Graul (1962) mit c-e bezeichnet (Abb. 6) und mit dem Jüngeren Wangen-Stadium (LGM) in Zusammenhang gebracht. Das bei der Exkursion gezeigte Profil ist eines von drei untersuchten, welche sehr ähnliche Eigenschaften aufweisen und auf den Niveaus e und d liegen. Die Vertikaldistanz der Schotteroberkante (Terrasse e) zur Aare beträgt bei Aarwangen etwa 28 m.

Das Profil (Abb. 8) zeigt eine durchgehende oberflächliche Lage von ca. 45 cm Mächtigkeit (Hauptlage). Wo sie die Schotter direkt überlagert, kann sie von diesen unterschieden werden durch geringeren Steingehalt, geringere Dichte und deutlich höhere Schluffgehalte (>35% mehr Gesamtschluff, >17% mehr Grobschluff). Im obersten Abschnitt der Schotter finden sich zahlreiche Taschen, die bis zu etwa 80 cm in die Schotter hineinreichen. Sie sind mit einem schluffreichen Sediment gefüllt und enthalten noch weniger Steine als die hangende Hauptlage. Gelegentlich ist die Grenze der Taschen gegenüber den Schottern sehr steil bis nahezu senkrecht.

Die Hauptlage weist einen tonverarmten Horizont auf (E). Das Sediment in den Taschen zeigt relativ schwache Toncutane, die häufig mit der Tiefe leicht in der Intensität abnehmen (2Bt). Unterhalb der Taschen findet sich ein zweiter Horizont mit Toneinwaschungs-Merkmalen (3Bt). Er weist stärkere Toncutane und

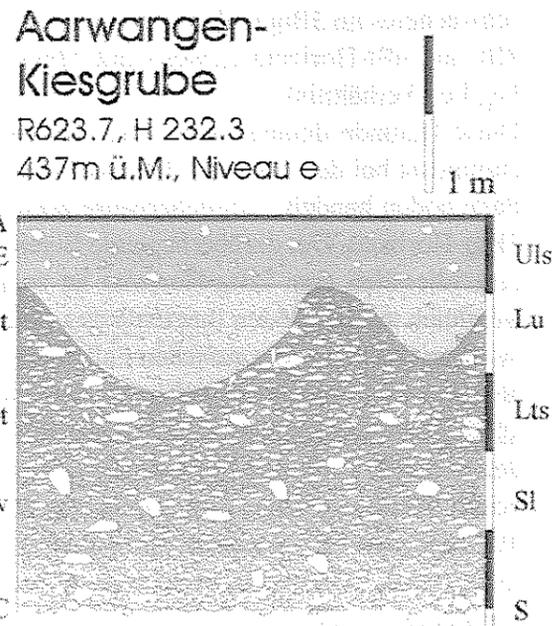


Abbildung 8: Boden- und Sedimentabfolge im Profil Aarwangen-Kiesgrube (Terrassen-Niveau e).

einen höheren Tongehalt auf (rund 28%, Tab. 6). Zudem enthält er stark verwitterte kristalline Schotter (Quarzite), und sein Farbton ist um 2 Stufen rötlicher (5YR4/6). Dieselben Eigenschaften weisen die Schotter nicht nur unterhalb der Taschen auf, sondern auch in den Abschnitten, in denen die Schotter direkt unter der Hauptlage folgen. Die Entkalkungstiefe liegt bei knapp 2.5 m. Vergleichbare Befunde wurden auf Hochterrassen im Raum Biberach/Riss (Baltringen) beschrieben, nicht jedoch auf den Niederterrassen (Semmel, 1973).

Wir interpretieren die Taschen im Profil Aarwangen-Kiesgrube als kryoturbate Bildungen, die hauptsächlich mit Löss verfüllt wurden. Die Pedogenese innerhalb des Profils ist offensichtlich mehrphasig erfolgt. Dabei ist die Bodenentwicklung innerhalb der Taschen vergleichbar mit Profilen, wie sie auf Moränen innerhalb

Tab. 6: Bodenkenngroßen des Profils Aarwangen-Kiesgrube (Terrassen-Niveau e).

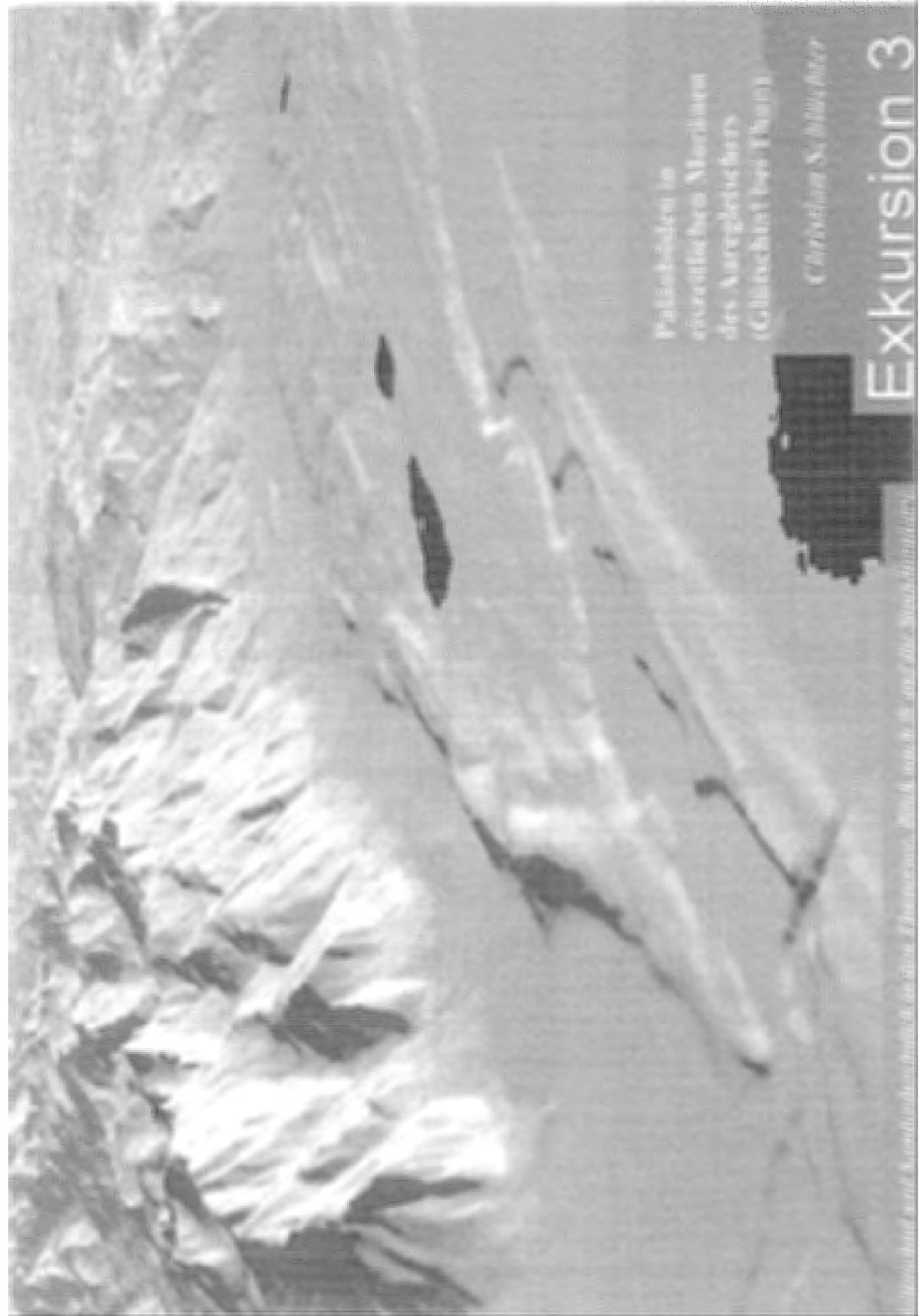
| Profil / Tiefe | Horizont | gS | mS | fS | gU | mU | fU | T | Skel | Farbe | feu | LD | pH | Kalk | Fe _D [g/kg] | Fe _D [g/kg] | Fe/Fe _D |
|------------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|-----|-----|----|------|------------------------|------------------------|--------------------|
| Aarwangen Niv. e | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -5 | A | | | | | | | | | | | | | | | | |
| -45 | E | 2.3 | 5.6 | 15.2 | 25.5 | 20.1 | 14.5 | 16.7 | 10 | 10YR5/4 | 2 | 4.2 | - | | 3.66 | 5.98 | 0.61 |
| -125 | 2Bt | 2.1 | 4.5 | 15.0 | 24.5 | 18.9 | 11.2 | 23.8 | 2 | 10YR5/6 | 3 | 4.4 | - | | 3.56 | 6.48 | 0.55 |
| -185 | 3Btb | 28.5 | 16.6 | 10.4 | 3.7 | 6.9 | 5.8 | 28.2 | 40 | 5YR4/6 | 3 | 4.0 | - | | 6.02 | 18.32 | 0.33 |
| -245 | 3Bw | 39.9 | 26.5 | 8.4 | 3.8 | 5.2 | 4.8 | 11.4 | 40 | 7.5YR4/4 | 3 | 5.0 | - | | 2.24 | 8.13 | 0.28 |
| -255+ | 3C | 38.6 | 31.7 | 17.5 | 2.9 | 3.7 | 1.8 | 3.8 | 40 | 10YR4/4 | 3 | 6.7 | + | | 1.55 | 6.75 | 0.23 |

des Jüngeren Wangen-Stadiums und auf den tieferen Terrassen vorkommen. Die pedogenetische Überprägung der Schotter ist dagegen noch intensiver und deutet auf einen warmzeitlichen Paläoboden hin. Diese Annahme wird unterstützt durch einen von 4.4 (Taschenfüllung) auf 4.0 (Schotter) abnehmenden pH-Wert sowie einen vergleichsweise hohen Fe_D-Gehalt (18.3 g/kg). Eine solche Interpretation beinhaltet weitreichende Konsequenzen für das Verständnis der Landschaftsentwicklung, denn es ergeben sich damit Widersprüche zur Einordnung der Terrasse in das Würm-Hochglazial. Nach den paläopedologischen Befunden wären die Schotter zumindest in die vorletzte Kaltzeit einzuordnen. Die letzte Kaltzeit wäre dann lediglich durch die noch tiefer gelegenen Terrassen vertreten.

Literatur

Christen, G. 1999: Pedogenese im Solothurnischen Gäu. Unpubl. Diplomarbeit, Universität Bern.
 Gerber, M.E. & Wanner, J. 1984: Geol. Atlas d. Schweiz 1:25.000, Blatt 1128 (Langenthal). Schweiz. Geol. Komm., Bern.
 Graul, H. 1962: Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. Heidelberger Geogr. Arb. 9, 1-104.

Hantke, R. 1980: Das Eiszeitalter, Vol. 2. Ott, Thun.
 Isler, A., Pasquier, F., & Huber, M. 1984: Geologische Karte der zentralen Nordschweiz 1:100.000. Nagra und Schweiz. Geol. Komm.
 Jäckli, H. 1962: Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. Eclogae Geol. Helv. 55: 285-294.
 Krays, E. 1989: Modelle zu hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhône-/Aaregletschers. Mitt. Naturf. Ges. Bern 46, 109-118.
 Ledermann, H. 1977: Geol. Atlas d. Schweiz 1:25.000, Blatt 1127 (Solothurn). Schweiz. Geol. Komm., Bern.
 Mailänder, R.A. & Veit, H.: Periglacial coverbeds on the Swiss Plateau: Indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary. Akzeptiert bei Catena.
 Schlüchter, C. 1989: A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. Bull. Soc. Neuchâtel. Géogr. 32/33, 143-157.
 Schlüchter, C. & Kelly, M. 2000: Das Eiszeitalter in der Schweiz - Eine schematische Zusammenfassung. Geol. Inst. d. Univ. Bern & IGCP-378, Uttigen.
 Semmel, A. 1973: Periglaziale Umlagerungszonen auf Moränen und Schotterterrassen der letzten Eiszeit im deutschen Alpenvorland. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, Supplementbände 17, 118-132.



Paläozoikum in
rheinisches Massiv
des Aaregebietes
(Glatthof bei Thun)

Christian Schuchter

Exkursion 3

Copyright © 2000, 2001, 2002, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022, 2023, 2024, 2025, 2026, 2027, 2028, 2029, 2030, 2031, 2032, 2033, 2034, 2035, 2036, 2037, 2038, 2039, 2040, 2041, 2042, 2043, 2044, 2045, 2046, 2047, 2048, 2049, 2050, 2051, 2052, 2053, 2054, 2055, 2056, 2057, 2058, 2059, 2060, 2061, 2062, 2063, 2064, 2065, 2066, 2067, 2068, 2069, 2070, 2071, 2072, 2073, 2074, 2075, 2076, 2077, 2078, 2079, 2080, 2081, 2082, 2083, 2084, 2085, 2086, 2087, 2088, 2089, 2090, 2091, 2092, 2093, 2094, 2095, 2096, 2097, 2098, 2099, 2100

Das Profil an der Huriflugh im Glütschtal: Eine Kurzbeschreibung

Das Lockergesteinsprofil an der Huriflugh im Glütschtal bei Thun ist das älteste publizierte Lockergesteinsprofil im Quartär der Schweiz (Scheuchzer 1723). Das aufgeschlossene Profil liegt in einem Prallhang der Kander, die bis 1714 durch's heutige Glütschtal geflossen ist (Abb. 1). Es gehörte lange Zeit denn auch zu den Standardprofilen im Schweizer Quartär, bevor in den grossen Bau- und Materialentnahmestellen

und mit den hydrogeologischen Programmen seit Mitte der Sechzigerjahre eine neue Dimension von eiszeitgeologischer Information zugänglich geworden ist. Dieses Profil war auch Objekt der Schieferkohlestudien von Max Welten (1982) und Proben von hier waren bei den ersten, die von Hans Oeschger im Berner ¹⁴C-Labor datiert worden sind.

Das Profil ist immer noch zugänglich und soll als Beispiel eines Paläobodens besucht werden, der Teil einer vielfältigen lithologischen Sequenz ist. Der Paläoboden ist an dieser Stelle auf einer

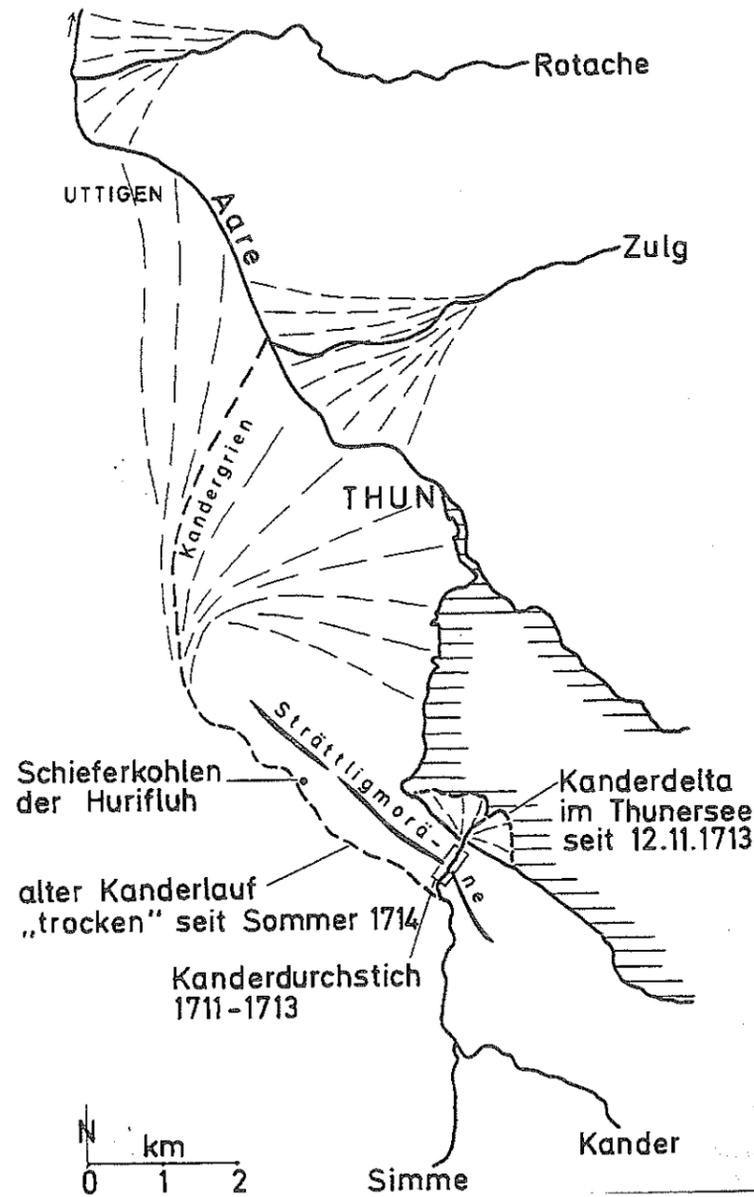


Abbildung 1: Lage des Profils an der Huriflugh im Glütschtal

| SCHEUCHZER 1723 | LITHOLOGIE | BECK 1933, SCHLÜCHTER 1976 | |
|------------------|------------|--|----------------------------|
| jüngere Sintflut | | Grundmoräne | letzte Eiszeit |
| | | fluvioglaziale Schotter (ungegliedert) | |
| Waldwachstum | | Silte und Sande + Schieferkohle | interglaziale Verwitterung |
| ältere Sintflut | | Grundmoräne (verwittert) | vorletzte Eiszeit |
| | | fluvioglaziale Schotter | |

Abbildung 2: Stratigraphie des Profils an der Huriflugh im Glütschtal

praeletzteiszeitlichen Grundmoräne entwickelt. Im regionalen Vergleich fehlt diese zum Teil und dort reicht die Verwitterung bis mehrere Meter tief in den liegenden (Vorstoss-)Schotter. Der Boden wird von siltigen, leicht tonigen Sanden überlagert, die ihrerseits in die Schieferkohlen übergehen. Die feinkörnig-organischen Sedimente sind ca. 80 cm mächtig und werden von den letzteiszeitlichen Vorstoss-Schottern und Grundmoräne überlagert (Abb. 2 und Schlüchter 1976).

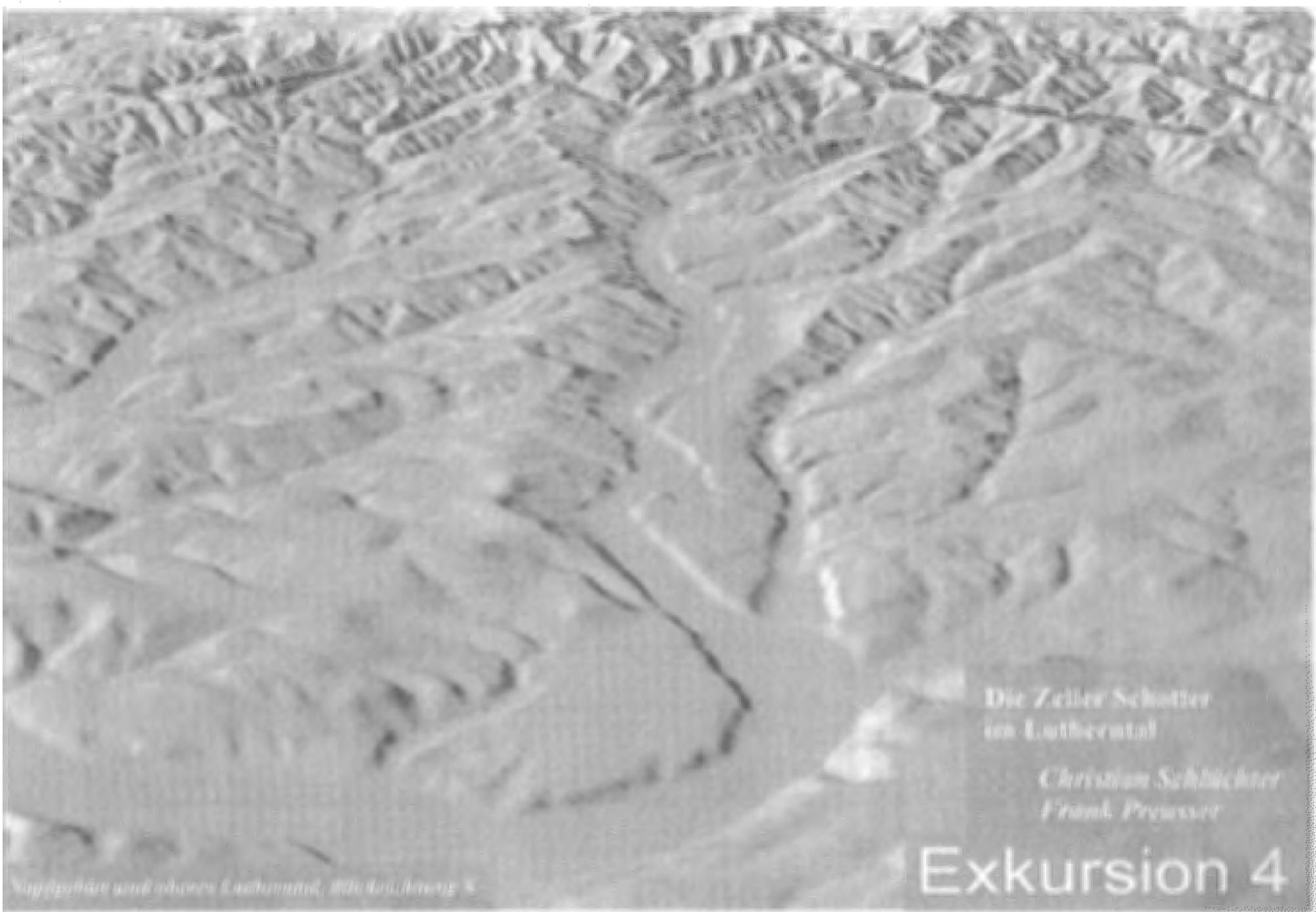
Der ursprüngliche Boden ist wahrscheinlich nicht vollständig erhalten, denn ein organischer Oberboden fehlt. Aufgeschlossen ist eine rostig verbrauchte Schicht von >1m, die vollständig entkalkt ist.

Die Datierung des Paläobodens ist indirekt möglich: die hangende Schieferkohle wird von Max Welten (1982) in den Broerup-Komplex gestellt. Dieser Einstufung widersprechen die Radiokarbonalter nicht, so dass die Bodenbil-

dung selber in das letzte Interglazial (Riss-/Würm-Interglazial der klassischen Nomenklatur) gestellt wird. Jünger kann der Boden nicht sein, wohl aber noch ältere Warmphasen einschliessen.

Literatur

- Scheuchzer, J.J. (1723): Herbarium Diluvianum Collectum. – Lugduni Batavorum, Sumptibus Petri Vander Aa. Bibliopolae, Civitatis atque Academia Typographi.
- Schlüchter, Ch. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F., 148. Lfg., Bern (Stämpfli).
- Welten, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N.F., 156. Lfg., Bern (Stämpfli).



Die Zeller Schotter
im Lutherental

Christian Schlichter
Frank Preusser

Exkursion 4

Supplizien und oberes Lutherental, Blickrichtung S

Die Zeller Schotter im Lutherntal

Der zentrale Teil des Schweizer Plateaus (Napfbergland, Abb. 1) wurde während des Maximums der letzten Eiszeit (LGM) nicht von den vorrückenden Alpengletschern überfahren. Es finden sich hier deshalb, im Gegensatz zu den meisten anderen Gebieten der Schweiz, heute noch verbreitet Ablagerungen aus dem frühen Teil des letzten Glazialzyklus. In mehreren Kiesgruben entlang des Lutherntals sind fluviatile Sedimente aufgeschlossen, die unter dem Begriff Zeller Schotter zusammengefasst werden.

Innerhalb dieser Ablagerungen werden fünf Einheiten unterschieden, die durch verschiedene geologische Prozesse entstanden sind (Tab.1). Ausführliche Darlegungen liegen zur Pollenführung der assoziierten Schieferkohlen (Küttel 1989a), zur Lithostratigraphie/Sedimentologie (Müller & Schlüchter 1997) und zur zeitlichen Stellung der Ablagerungen vor (Küttel 1989b, Preusser et al. 2001). Im Rahmen der Exkursion soll besonders die im Dach der Oberen Zeller Schotter auftretende Verwitterung näher betrachtet werden.

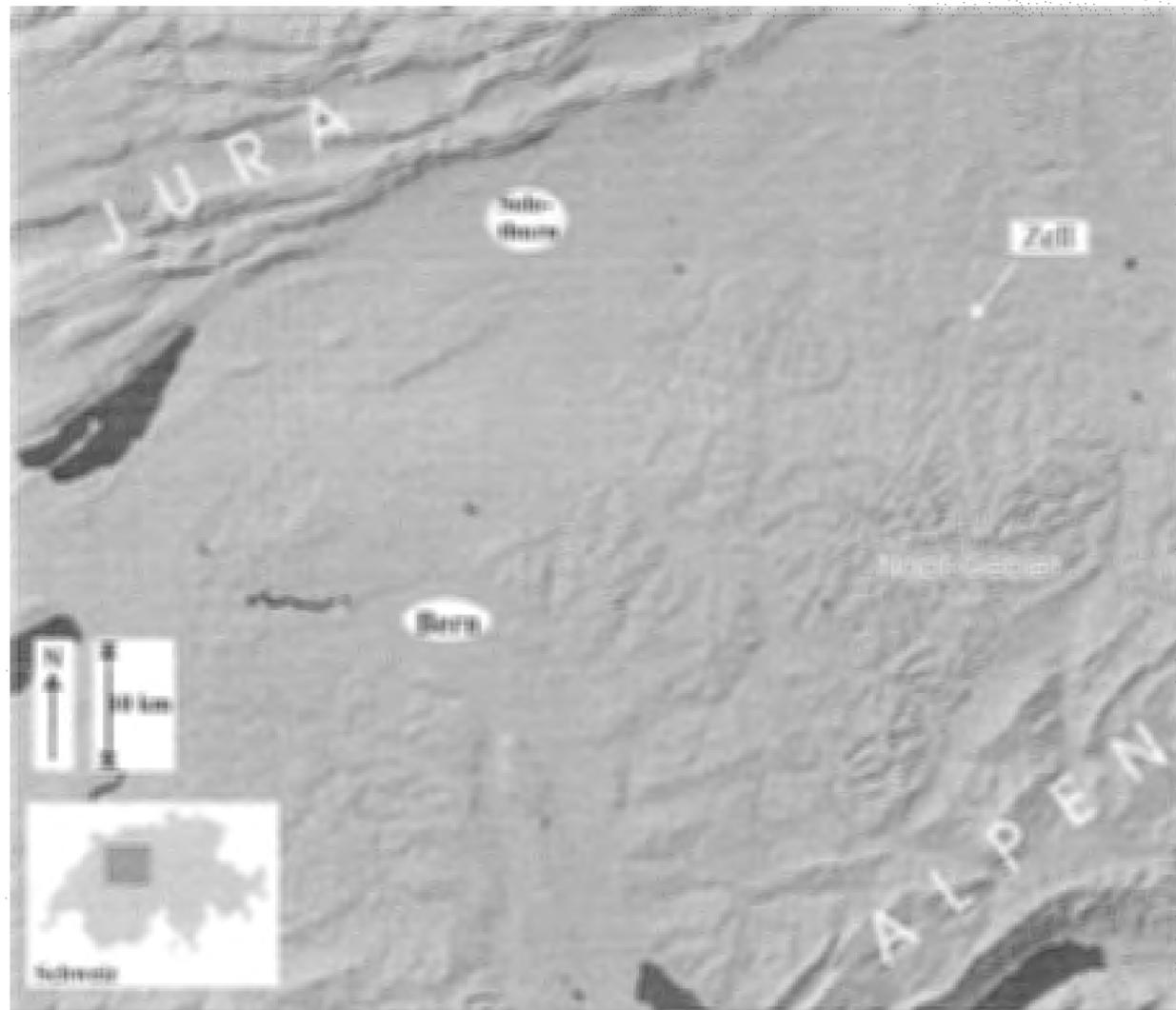


Abbildung 1: Lage von Zell im Lutherntal (nördliches Napfgebiet). Kartenhintergrund aus: Atlas der Schweiz interaktiv, copyright by Bundesamt für Landestopographie (BA013258). Abdruck mit freundlicher Genehmigung.

Tabelle 1: Überblick über die verschiedenen Einheiten der Zeller Schotter.

| Stratigraphische Einheit | Beschreibung | Gense | Korrelation * |
|---------------------------|---|-------------------------------|---------------|
| Deckschichten | siltiger Sand | Abschwemmsedimente ? | MIS 2 (LGM) |
| Bodenhorizont | schwache Verwitterung | | MIS 3 |
| Oberer Zeller Schotter | grober Schotter | braided river | MIS 4 |
| Mittlerer Zeller Schotter | feinkörnige Sande mit org. Einschaltungen | mäandrierender Fluss (oxbows) | MIS 5 (c) |
| Unterer Zeller Schotter | grober Schotter | braided river | MIS 6 (?) |

* MIS = Marine Isotopen Stadium

Literatur

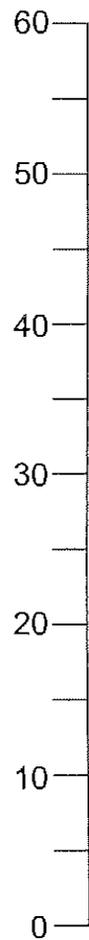
- Küttel, M. 1989a:** Züge der jungpleistozänen Vegetations- und Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz. *Revue de Paléobiologie*, 8, 525-614.
- Küttel, M. 1989b:** Jungpleistozän-Stratigraphie der Zentralschweiz. In: *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality ?* Rose, J., & Schlüchter, C. (Eds.), 179-191; Balkema.
- Müller, B.U. & Schlüchter, C. 1997:** Zur Stellung der Zeller Schotter in der alpinen Eiszeiten-Chronologie und ihre stratigraphische Beziehung zu den Schieferkohlen von Gondiswil. *Eclogae geol. Helv.*, 90, 211-227.
- Preusser, F., Müller, B.U. & Schlüchter, C. 2001:** Luminescence dating of sediments from the Luther Valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. *Quat. Res.*, 55, 215-222.

Teilnehmer

August, E. M.
Baume, Otfried; München
Beckmann, Thomas; Schwülper-Lagesbüttel
Bibus, Erhard; Tübingen
Billwitz, Konrad; Greifswald
Botschek, Johannes; Bonn
Bronger, Arnt; Kiel
Brouillard, Luc
Bussemer, Sixten; München
Felix-Henningsen, Peter; Giessen
Fischer, Ute; Eberswalde
Gehrt, Ernst; Hannover
Hilgers, Alexandra; Köln
Hornig, Winfried; Wolfach
Iturrizaga, Lasafam; Göttingen
Joisten, Holger; Freiberg
Kaiser, Knut; Greifswald
Keil, Bernhard; Frankfurt am Main
Kleber, Arno; Bayreuth
Kösel, Michael; Stuttgart
Mailänder, Reiner; Bern
Opp, Christian; Marburg
Opp, Marlitt; Marburg
Poetsch, Thomas; Hamburg
Preusser, Frank; Bern/Köln
Raeb, Thomas; Regensburg
Reuter, Gerhard; Rostock
Reuter, Ursula; Rostock
Roeschmann, Günter; Langenhagen
Rögner, Konrad; München
Sauer, Daniela; Giessen
Schellenberger, Andreas; Bern
Schlüchter, Christian; Bern
Scholten, Thomas; Giessen
Schulz, Wilfried; Bamberg
Sommel, Arno; Hofheim am Taunus
Skowronek, Armin; Bonn
Stingl, Helmut; Bayreuth
Thiemeyer, Heinrich; Frankfurt am Main
Veit, Heinz; Bern
Weiken, Hans
Zumbühl, Heinz J.; Bern

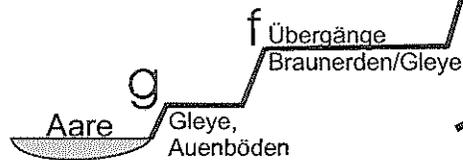
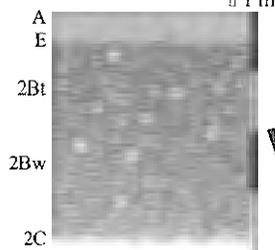
Schematische Gliederung der Aare-Terrassen und Bodenbildungen im Raum Aarwangen

Höhe in m
über Aare
(bei Aarwangen)



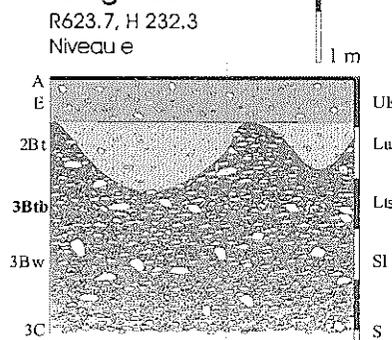
Standort 5:

Far
R627.1, H 234.9
Niveau f+



Standort 4: Aarwangen-Kiesgrube

1 Paläoboden:
→ 3Btb



Terrassen-Niveaus

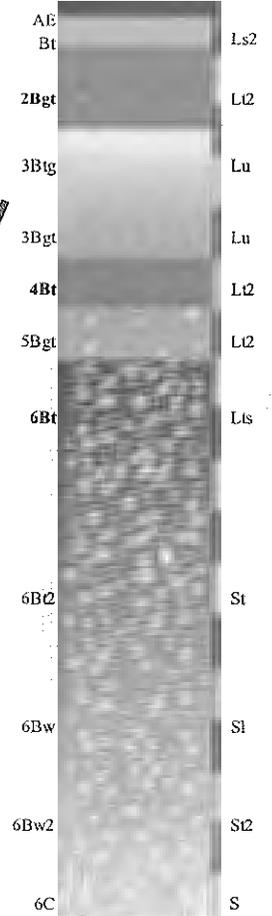
Bodenbildungen wie auf Niveau e

Standort 3: Kestenholz-Kiesgrube

2-3 Paläoböden:

- 2Bgt
- 4Bt
- 6Bt

R625.1, H 235.4
Niveau a+



Die Terrassen-Niveaus a und b sind im Aaretal in der Region Aarwangen nicht vorhanden. Niveau a kommt im Raum Langenthal vor (südlich), Niveau b im Raum Niederbipp (nördlich), jeweils durch Molassehügel vom Aaretal getrennt.

Geomorphologische Gliederung der Terrassen nach Graul (1962), ergänzt.