



BODENKUNDLICHE GESELLSCHAFT DER SCHWEIZ
SOCIÉTÉ SUISSE DE PÉDOLOGIE
SOCIETÀ SVIZZERA DI PEDOLOGIA
SOIL SCIENCE SOCIETY OF SWITZERLAND

Böden und Paläoböden des Schweizer Mittellandes

im Spiegel der Landschaftsgeschichte

Sols et paléosols du Plateau suisse

et l'influence de l'histoire du paysage



2015

BGS Jahresexkursion

SSP Excursion annuelle

Freitag / Samstag

28./29. AUGUST 2015

Vendredi / Samedi

28./29. AOÛT 2015

Heinz Veit, Roland Zech, Mareike Trauerstein, Tobias Messmer, Christian Gnägi, Lorenz Wüthrich

Vorbemerkung

Liebe Bodenkundlerinnen und Bodenkundler, liebe Mitglieder der Bodenkundlichen Gesellschaft Schweiz, liebe Interessierte und Gäste,

es freut uns, sie im Rahmen der Jahresexkursion begrüßen zu dürfen! Inhaltlich wird die Exkursion dieses Jahr auf die Boden- und Substratgenese im Mittelland fokussieren. Wir haben seit Juli 2014 ein entsprechendes Forschungsprojekt des Schweizerischen Nationalfonds (SNF) und werden erste Ergebnisse hieraus vorstellen. Landwirtschaftliche oder forstwirtschaftliche Standortseigenschaften werden nicht im Vordergrund stehen. Aus unserer Sicht gibt es viele neue Ideen und Hypothesen zur Bodenbildung im Mittelland, die mit bisher in Mitteleuropa etablierten Thesen im Konflikt stehen. Wir freuen uns auf eine rege und gerne auch kontroverse Diskussion an den Profilen, denn wir stehen, wie gesagt, erst in der Entwicklung und sind sehr offen für neue Gedanken. Deshalb kommt die Exkursion für uns auch genau zum richtigen Zeitpunkt.

Der vorliegende Exkursionsführer ist mit seinen Graphiken, Abbildungen und Tabellen als Hilfsmittel zum besseren Verständnis der Diskussion im Feld gedacht. Er kann aus Zeitgründen nicht überall einen schlüssigen Text dazu liefern. Im ersten Teil sind theoretische und methodische Grundlagen aufgeführt, im zweiten Teil folgen die Profilbeschreibungen entsprechend den Standorten der Exkursion.

Wir freuen uns auf ein Kennenlernen und einen gnädig gesinnten Wettergott!

Heinz Veit, Roland Zech, Mareike Trauerstein, Tobias Messmer, Christian Gnägi, Lorenz Wüthrich

Bern, August 2015

Ein besonderes Dankeschön geht an die Kiesgrubenbetreiber, die uns die Forschung und den Besuch im Rahmen der BGS-Exkursion ermöglichen:

Vigier Beton Kies Seeland Jura AG
Kiesgrube Finsterhennen
Bahnhofstrasse 27
3250 Lyss

Kieswerk Daepf AG
Staldenstrasse 14
3629 Oppligen

Vigier Beton Mittelland AG
Kiesgrube Attisholz
Werkstrasse 101
4534 Flumenthal

Kiesgrube Deitingen
Bürgergemeinde Deitingen
Bahnhofstrasse 29
4543 Deitingen

Kieswerk Aarwangen Risi
Meinwilstrasse 100
4912 Aarwangen

Blaser AG
Kieswerk Rumendingen
Werk Sollberger
Dorfstrasse
3472 Rumendingen

Inhaltsverzeichnis

Programm der Exkursion	1
1. Grundlagen	2
1.1 Quartäre Gletscher- und Klimageschichte	2
1.2 Datierungsmethoden	4
1.2.1 Optisch stimulierte Lumineszenz (OSL)	4
1.2.2 Kosmogene Nuklide (^{10}Be).....	7
1.3 Karten und Diagramme zur Gletschergeschichte.....	9
1.4. Karten und Diagramme zur Klima-, Vegetations- und Bodenentwicklung	13
2. Exkursionsstandorte	21
Standort 1: Kiesgrube Finsterhennen.....	23
Standort 2: Kiesgrube Oppligen	27
Standort 3: Bodenaufschluss Rütli, Zollikofen	30
Standort 4: Kiesgrube Attisholz.....	32
Standort 5: Kiesgrube Deitingen	35
Standort 6: Kiesgrube Risi, Aarwangen	38
Standort 7: Steinhof	41
Standort 8: Kiesgrube Rumendingen	46
3. Fazit: 7 Hypothesen zur Bodenbildung im Schweizer Mittelland (Bereich Rhône-Aare-Gletscher) .	50
4. Quellen	53

Programm der Exkursion

Freitag, 28. August

- ab 08.15 Uhr Treffpunkt Geographisches Institut Bern (GIUB)
Kaffee und Gipfeli
- 09.00 Uhr Begrüssung und Einführung in die Exkursion
- 09.45 Uhr Abfahrt Exkursion
- 10.30 Uhr Standort 1: Kiesgrube Finsterhennen, Seeland
- 12.15 Uhr Standort 2: Kiesgrube Oppligen, Aaretal
- 13.15 Uhr Mittagspause
- 15.00 Uhr Standort 3: Rütli, Zollikofen
- 16.30 Uhr Standort 4: Kiesgrube Attisholz
- 18.00 Uhr Transfer ins Hotel
- 19.30 Uhr Abendessen

Samstag, 29. August

- 08.30 Uhr Abfahrt vom Hotel
- 09.00 Uhr Standort 5: Kiesgrube Deitingen
- 10.30 Uhr Standort 6: Kiesgrube Risi, Aarwangen
- 12.00 Uhr Standort 7: Steinhof; Picknick aus dem Rucksack
- 13.15 Uhr Standort 8: Kiesgrube Rumendingen
- 14.30 Uhr Rückfahrt nach Bern
- ca. 15.00 Uhr Ankunft Bern Bahnhof

1. Grundlagen

1.1 Quartäre Gletscher- und Klimageschichte

Das Relief des Mittellandes wurde durch die Gletschervorstösse des Quartärs wiederholt überformt. Dies geschah einerseits durch Tiefenerosion der Gletscher und ihrer Schmelzwässer, andererseits durch Akkumulation von Schottern, Sanden und Moränen. Neben den glazialen Prozessen unterlagen die nicht vom Eis bedeckten Gebiete flächenhaft periglazialen Prozessen, also Vorgängen der oberflächennahen Substratbewegung, die durch Gefrier- und Auftauwirkungen verursacht waren (Solifluktion, Kryoturbation etc.), sowie der Akkumulation von Flugstaub (Löss).

Diese glazialen, glazifluvialen und periglazialen Deckschichten bilden in der Regel die Ausgangssubstrate der Bodenbildung. Die Sedimente besitzen, entsprechend der komplexen quartären Gletscher- und Klimageschichte, unterschiedliches Alter, was sich in der differenzierten Ausbildung der Böden widerspiegelt.

In den letzten 2,5 Mio. Jahren (Quartär) wechselten sich Kalt- und Warmzeiten (Glaziale und Interglaziale ab (Abb. 4). Dabei stiessen die Gletscher mehrfach – auch innerhalb einer Kaltzeit – bis ins Mittelland vor und schmolzen zwischenzeitlich wieder stark ab. Die letzte Kaltzeit (115'000–11'500 Jahre vor heute) wird generell als Würm- bzw. in der Schweiz neuerdings als Birrfeld-Eiszeit bezeichnet. Das Stadtgebiet von Bern wurde dabei von Aare- und Rhonegletscher überfahren, wobei das Eis Mächtigkeiten von bis zu einigen hundert Metern erreichte und den Gurten zeitweise vollständig, den Bantiger im Maximum bis kurz unterhalb des Gipfels, bedeckte. Bisher wurden Indizien für mindestens drei unabhängige Vergletscherungen gefunden, die innerhalb der Birrfeld-Eiszeit bis ins Berner Mittelland reichten. Nach bisherigen Altersdatierungen fanden die Gletschervorstösse etwa vor 105'000, 65'000 und vor 25'000 Jahren statt (Abb. 4). Die Gletscherausdehnungen während dieser Perioden sind nicht genau bekannt. Die maximale letzkaltzeitliche Lage der Gletscherstirn des Rhone-Aare-Gletschers wird seit Nussbaum (1911) im Gebiet zwischen Wangen a. d. A. und Bannwil vermutet (Abb. 5). Früher wurde ein Älteres (ÄWS) und ein Jüngerer Wangener Stadium (JWS) ausgegliedert (z.B. Zimmermann 1963, Binggeli 1983, Gerber & Wanner 1984), teils auch ein innerhalb davon liegendes Brästenberg-Stadium (Ledermann 1977, 1978) und eine geringfügig ausserhalb des ÄWS liegende Langenthaler Schwankung (Zimmermann 1969).

Die zeitliche Einordnung dieser Eisrandlagen ist unsicher und aufgrund der noch wenigen Datierungen spekulativ. In der älteren Literatur wird der Frühvorstoss der Birrfeld-Eiszeit (ÄWS) als Maximalvorstoss angenommen. Nach Schlüchter (1976) war aber die jüngste Vergletscherung im Aaretal ausgedehnter als die früheren Birrfeld-Vorstösse. Von einem erratischen Block auf dem ÄWS

(Steinhof, Haltepunkt am Samstag der Exkursion) besteht eine Datierung mittels kosmogener Nuklide (Ivy-Ochs et al. 2004), die auf ein Alter von ca. 24'000 Jahren hinweist. In den Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Murgenthal (Bitterli et al. 2011) werden drei Eisrandlagen eingezeichnet, die als LGM-Vergletscherung (JWS), Niederbipp-Vergletscherung (ÄWS) und Langenthal-Vergletscherung möglicherweise alle in die Birrfeld-Eiszeit gehören (Abb. 17). In den wärmeren Abschnitten der Birrfeld-Kaltzeit (Stadiale) war das Mittelland wiederholt von Gräsern, Sträuchern, Büschen und lichten Föhren-Birkenwäldern bedeckt (Welten 1982), so dass prinzipiell auch in diesen Perioden mit einer gewissen Bodenbildung gerechnet werden muss (Abb. 11, Abb. 12).

Das Mittelland war wahrscheinlich vor 17'500 Jahren bereits eisfrei bzw. von Toteismassen der rasch schmelzenden Gletscher bedeckt (Preusser et al. 2011). Die Wiederbewaldung setzte erst mit dem Bölling-Interstadial vor rund 13'600 Jahren ein (Abb. 12). Am Ende der Birrfeld-Kaltzeit kam es nochmals zu einem gravierenden Kälterückschlag (Jüngere Dryas, 12'700-11'500 Jahre v.h.), der durch winterliches Treibeis bis Nordspanien, kühle Sommer, und sehr kalte Winter gekennzeichnet war (Abb. 13).

Das Holozän gilt – bis zum massiven Eingreifen der Menschen durch Rodungen seit dem Neolithikum – als stabile Waldphase mit Bodenbildung, wenngleich es auch hier häufig zu Klimawandel und Vegetationsveränderungen kommt (Abb. 14) Mit Beginn der agrarischen Nutzung setzt verstärkt Bodenerosion ein. Die korrelierten Sedimente werden als Kolluvium an Unterhängen und in Hangmulden akkumuliert.

1.2 Datierungsmethoden

1.2.1 Optisch stimulierte Lumineszenz (OSL)

Lumineszenzdatierung ist eine häufig angewendete Methode zur Altersbestimmung quartärer Sedimente. Das Grundprinzip der Datierung basiert auf der Fähigkeit vieler Minerale, Energie in ihrem Kristallgitter über geologische Zeiträume zu speichern. Quelle dieser Energie ist die in der Natur schwache, aber allgegenwärtige ionisierende (radioaktive) Strahlung. Je länger das Mineral der ionisierenden Strahlung ausgesetzt ist, desto höher ist auch die Menge der gespeicherten Energie. Bei der Lumineszenzdatierung nutzt man die Fähigkeit der Minerale, die akkumulierte Energie bei geeigneter Stimulation wieder freizusetzen, wobei ein Teil der Energie in Form von Photonen (Licht) ausgesandt wird. Diese Leuchterscheinung wird als Lumineszenz bezeichnet. Die Stimulation erfolgt optisch durch Licht, man spricht deshalb auch von der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Datierungsmethode. Die Intensität des Lumineszenzsignals ist also abhängig von der im Kristallgitter gespeicherten Energie und somit ein Maß für die natürliche Strahlendosis, welche das Mineral erhalten hat. Durch Messung des Lumineszenzsignals im Labor und dessen Kalibration kann die Höhe dieser Strahlendosis abgeschätzt werden. Wenn nun zusätzlich bekannt ist, welche Strahlendosis auf das Mineral pro Zeiteinheit eingewirkt hat, die so genannte Dosisleistung, kann ein Alter bestimmt werden.

$$\text{Lumineszenzalter (ka)} = \text{Strahlendosis (Gy)} / \text{Dosisleistung (Gy/ka)}$$

Das Lumineszenzalter gibt den Zeitpunkt an, zu dem die Energieakkumulation im Mineral - also der Aufbau eines latenten Lumineszenzsignals - einsetzte. Dieser muss nicht mit dem Zeitpunkt der Mineralbildung zusammenfallen, da die akkumulierte Energie durch geeignete Stimulation in der Natur wie z.B. Tageslichtexposition wieder freigesetzt werden kann. Dadurch wird die Bestimmung von Sedimentationsaltern ermöglicht, da viele Sedimente während des Transports dem Tageslicht ausgesetzt sind. Durch diese Lichtexposition, auch als Bleichung bezeichnet, verlieren sie ihr Lumineszenzsignal (siehe Abb. 1).

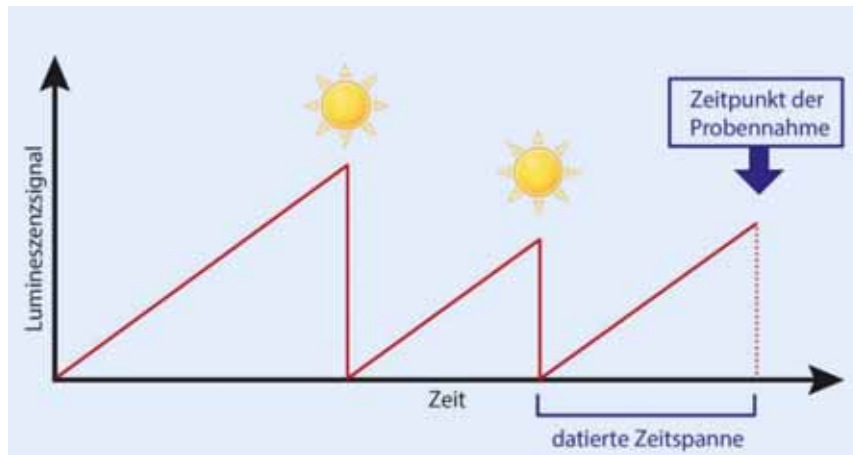


Abb.1. Das Grundprinzip der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL)-Datierungsmethode (eigener Entwurf, nach Aitken 1998)

Nach Ablagerung und Überdeckung kann sich unter Lichtabschluss und Einfluss allgegenwärtiger ionisierender Strahlung erneut ein latentes Lumineszenzsignal aufbauen. Sedimente können bis zu ihrem gegenwärtigen Ablagerungsort bereits mehrere Erosions- und Sedimentationszyklen durchlaufen haben. Mit der Lumineszenzdatierung wird jedoch der Zeitpunkt der letzten Belichtung, also der letzten Ablagerung und Überdeckung des Sedimentes bestimmt.

Lumineszenzdatierung kann an Quarz (Q) und Feldspat (F) erfolgen, wobei Quarz bevorzugt verwendet wird, da dieses Mineral günstigere Lumineszenzeigenschaften in Bezug auf die Bleichung und Signalstabilität aufweist. Die übliche Körngrösse zur Lumineszenzdatierung ist Feinsand, es kann aber unter Umständen auch Silt zur Datierung verwendet werden. Konventionell werden mehrere Teilproben einer Sedimentprobe zur Datierung verwendet, wobei eine Teilprobe aus hunderten Körnern (Multiple Grains, MG) besteht.

Lumineszenzdatierung Quartärer Sedimente im Schweizer Mittelland

Um die Bodengenese im Schweizer Mittelland zu verstehen, kann die zeitliche Einordnung des Ausgangsmaterials der Böden eine entscheidende Hilfe darstellen. Die Lumineszenzdatierungsmethode bietet das Potential die Ablagerungsalter der Quartären Sedimente im Mittelland zu bestimmen. Eine essentielle Voraussetzung zum Gelingen der Lumineszenz-Datierung ist jedoch die vollständige Rückstellung des Lumineszenzsignals während der letzten Umlagerung, d.h. eine ausreichende Tageslichtexposition. Dies ist z.B. bei Moränenablagerungen nicht gegeben, weshalb sich diese Sedimente nicht für die Lumineszenzdatierung eignen. Aber auch glazifluviale Ablagerungen können problematisch sein, da Sedimenttransport hier häufig schnell und nur über kurze Distanzen erfolgt und zudem durch die Wassersäule das Tageslicht stark

abgeschwächt werden kann. Durch eine unvollständige Signalbleichung verbleibt ein Restsignal in den Mineralkörnern, welches zu einer Überschätzung des Sedimentationsalters führt.

Dem Problem der unvollständigen Bleichung versucht man zu begegnen, indem man die Lumineszenzdatierung an mehreren Einzelkörnern (Single Grains, SG) einer Probe durchführt. Dieser Ansatz basiert auf der Annahme, dass nicht alle Mineralkörner eines potentiell problematischen Sediments schlechte Bleichung erfahren haben. Bei der Einzelkorndatierung wird versucht, die vollständig gebleichten Körner zu identifizieren und nur diese zur Altersbestimmung zu verwenden. Für die Einzelkorndatierung werden Mineralkörner verwendet die Feinsandkorngrösse aufweisen.

Ein weiteres Problem der Sedimente im Schweizer Mittelland stellen die schlechten Lumineszenzeigenschaften der Quarze da. Dies ist ein Phänomen welches häufig in der Nähe geologisch junger Gebirge beobachtet wird, da die Qualität der Lumineszenzeigenschaften mit der Anzahl der Sedimentationszyklen der Mineralkörner zusammenzuhängen scheint (e.g. Preusser et al. 2006). Deshalb ist eine intensive Analyse der Quarz Lumineszenzsignale nötig, bevor diese für die Datierung als geeignet befunden werden können.

Legende für OSL Daten in den Abbildungen

Q = Quarz

F = Feldspat

MG = Multiple Grain

SG = Single Grain



= Probenentnahme aus entsprechendem Horizont in anderem Profil



= Probenentnahmestelle

1.2.2 Kosmogene Nuklide (^{10}Be)

Die Oberfläche der Erde ist einem konstanten Schauer kosmogener Partikel, genannt „kosmische Strahlung“ ausgesetzt. Dieser Teilchenschauer besteht in der oberen Atmosphäre hauptsächlich aus Protonen und α -Teilchen und wird an der Erdoberfläche aufgrund der Wechselwirkungen mit atmosphärischen Molekülen von Neutronen dominiert. Trifft die kosmische Strahlung auf die Erdoberfläche, bilden sich sogenannte „*in situ* kosmogene Nuklide“, unter anderem ^{10}Be .

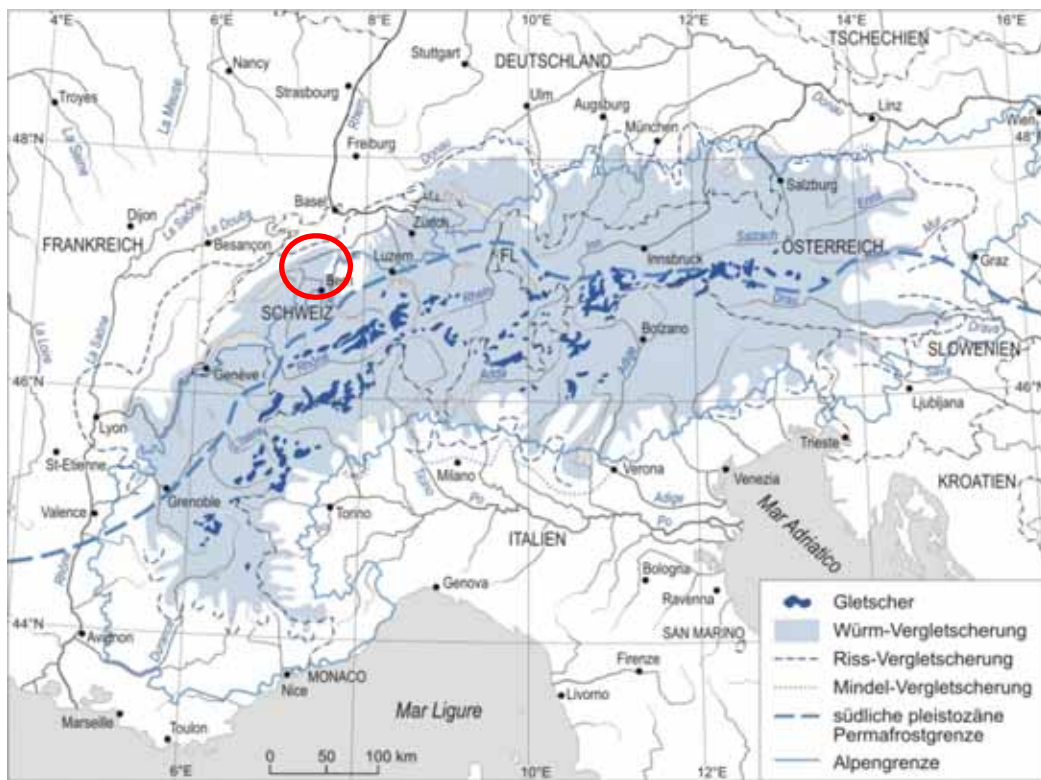
Ist nun bekannt, wie hoch die Produktionsrate eines kosmogenen Nuklides ist, kann diese zur Expositionsdatierung verwendet werden. Es kann also zum Beispiel datiert werden, wann ein Findling vom Gletscher abgelagert wurde. Die am besten erforschte Methode ist heute die Datierung mittels ^{10}Be . ^{10}Be wird hauptsächlich durch Spallation, also Kernzertrümmerung, aus Sauerstoff gebildet ($^{16}\text{O}(n,4p3n)^{10}\text{Be}$) und hat eine Halbwertszeit von 1.39 Ma.

Die lokale Produktionsrate von ^{10}Be hängt in erster Linie von der Höhe und der geographischen Breite ab, da die Atmosphäre und das Erdmagnetfeld die kosmische Strahlung abschwächt, beziehungsweise ablenkt. Um die lokale Produktionsrate zu berechnen, werden daher sogenannte Skaliersysteme verwendet, und es werden Kalibrierstellen mit bekanntem Alter benötigt. Die „Referenzproduktionsrate“ (auf Meeresniveau und hohen Breiten) beträgt im Quarz etwa 4 Atome ^{10}Be pro Gramm und Jahr. Quarz ist aufgrund seiner einfachen Stöchiometrie und seiner Verwitterungsresistenz das Mineral, das in aller Regel für ^{10}Be Expositionsdatierung verwendet wird. ^{10}Be reichert sich also im Laufe der Zeit an der Erdoberfläche an. Häufigste Anwendung für ^{10}Be Expositionsdatierung ist die oben erwähnte Bestimmung des Ablagerungszeitpunktes von Findlingen, das heißt die Datierung von Gletschervorstößen. Prinzipiell können Expositionsalter zu niedrig sein, etwa aufgrund starker Erosion, anthropogener Bearbeitung/Zerstörung der Findlinge, oder aufgrund instabiler Lage und Drehung des datierten Objektes. Andererseits besteht die nicht immer ganz auszuschliessende Möglichkeit, dass Expositionsalter von Findlingen zu hoch sind, wenn es bereits vor der Ablagerung zu einer signifikanten Anreicherung von ^{10}Be kam (Präexposition oder Inheritance).

Soll nun ein feinkörniges Sediment datiert werden, analysiert man mehrere Sedimentproben (Sandfraktion) bis in einige Meter Tiefe. Weil die Produktionsrate und damit die Konzentration des ^{10}Be exponentiell mit der Tiefe als Funktion des Alters sowie der Erosionsrate abnimmt und die Inheritance als Asymptote dient, können diese drei Werte mittels der Monte Carlo Methode und der Berechnung des besten ‚Fits‘ modelliert werden.

Im Rahmen laufender Forschungsarbeiten werden Anstrengungen unternommen, die Vergletscherungsgeschichte im Schweizer Mittelland mittels ^{10}Be zu untersuchen. Einerseits datieren wir im Moment Findlinge auf dem Bern- und Gurtenstadium des Aaregletschers, sowie auf dem Solothurn- und Brästenbergstadium des Rhonegletschers. Andererseits haben wir den Versuch unternommen, mehrere ^{10}Be Tiefenprofile zu erstellen, um Alter und Erosion an mehreren Standorten abzuschätzen, unter anderem am Standort Steinhof (Haltepunkt 7 der Exkursion).

1.3 Karten und Diagramme zur Gletschergeschichte



© Geographisches Institut der Universität Bern, 2002. Kartographie: A. Brodbeck

Abb. 2. Eiszeitliche und heutige Gletscherbedeckung der Alpen (Veit 2002). Roter Kreis: ungefähre Lage des Exkursionsgebietes

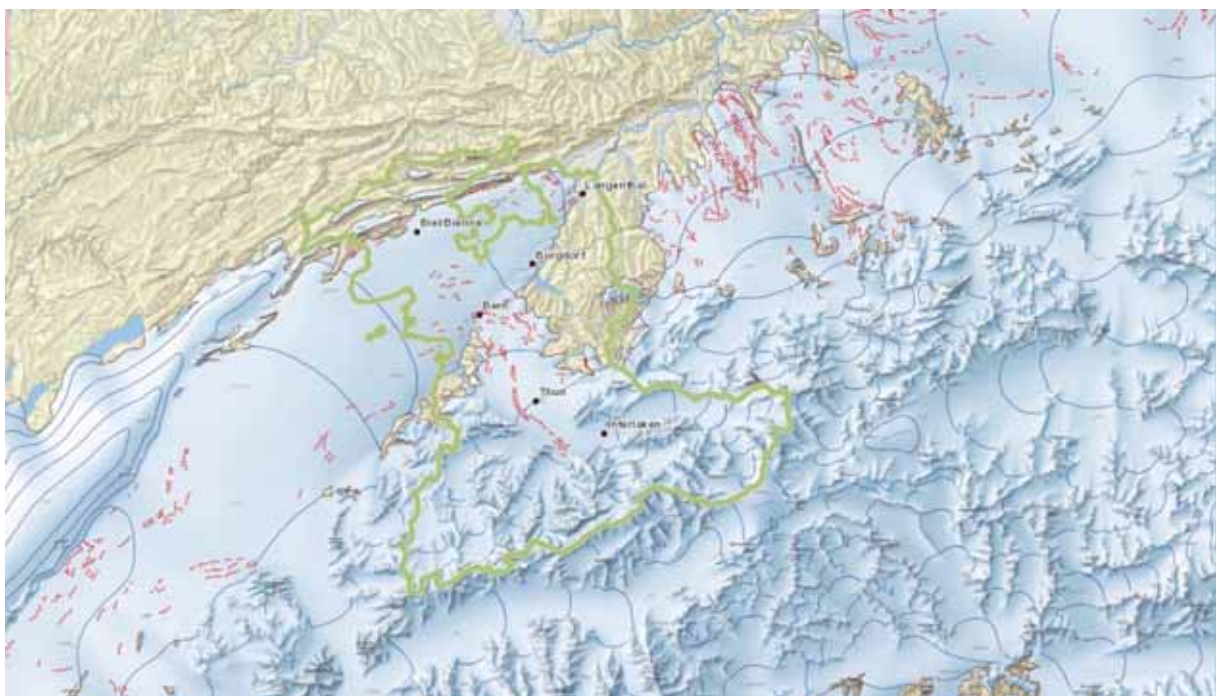


Abb. 3: Die Vergletscherung des Berner Mittellandes während der letzten Eiszeit (Geoportal Kanton Bern 2012)

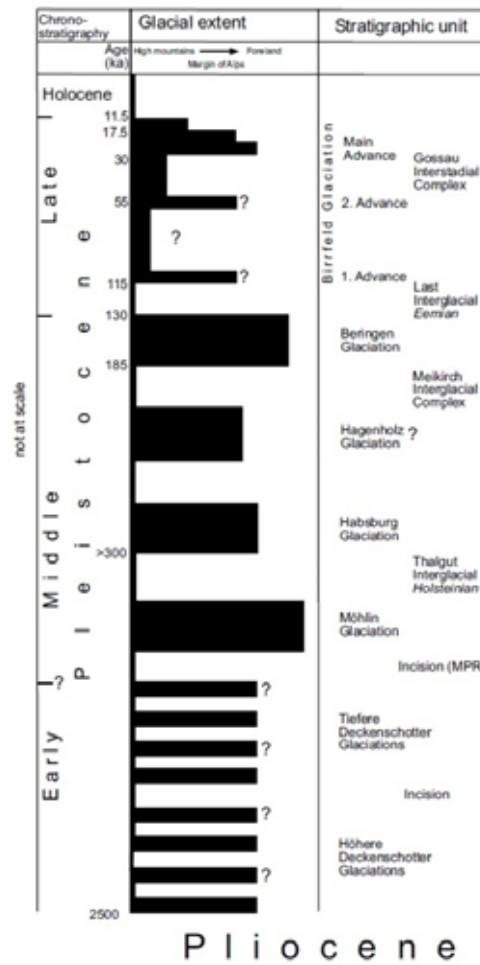


Abb. 4: Quartärchronologie der Schweiz (Preusser et al. 2011)

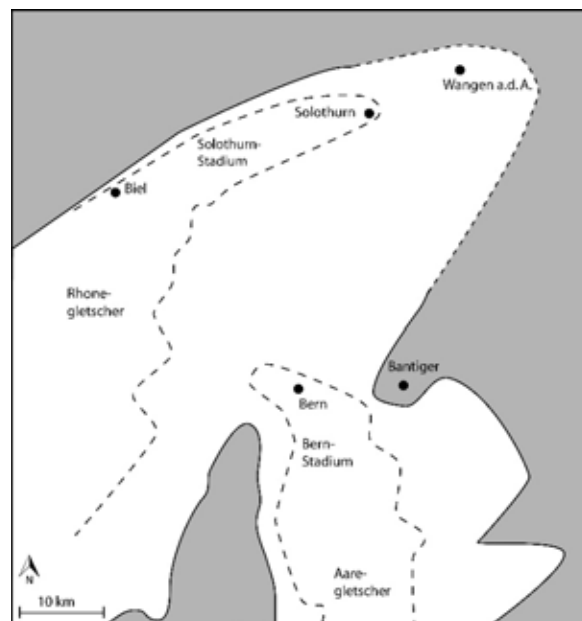


Abb. 5: Die Vergletscherung des Berner Mittellandes in der letzten Eiszeit: „Last Glacial Maximum“ (LGM), Berner und Solothurner Stadium (verändert nach Bini et al. 2009)

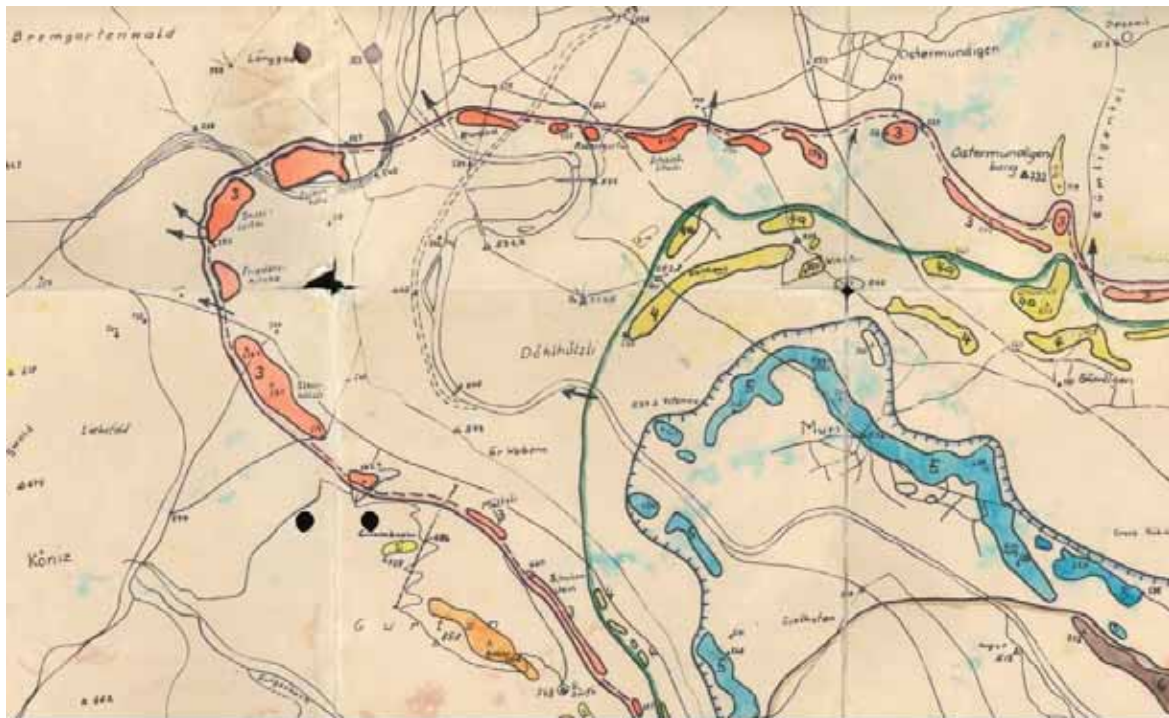
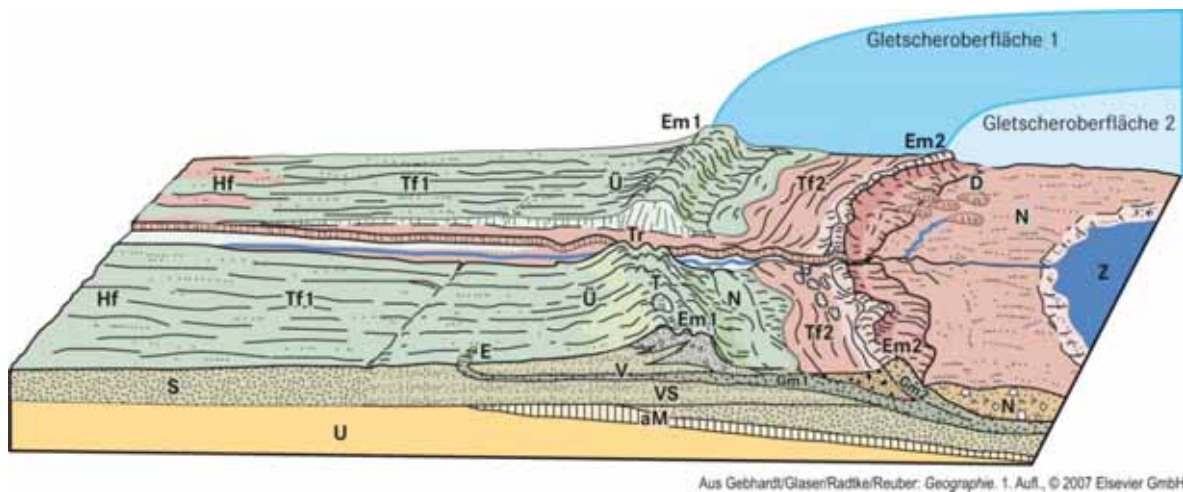


Abb. 6: Die spät-hochglazialen Gletscherstände des Aaregletschers (nach Gerber 1955)
 (rot: Bern-Stadium; gelb/grün: Wittigkofen-Stadium; blau: Muri1-Stadium; braun: Muri2-Stadium)



Aus Gebhardt/GlasenRadtke/Reuber: Geographie. 1. Aufl., © 2007 Elsevier GmbH

Abb. 7: Die glaziale Serie mit Zungenbecken, Endmoränen, Sanderflächen (Schotterfeldern) und Terrassen (Gebhardt et al. 2007)

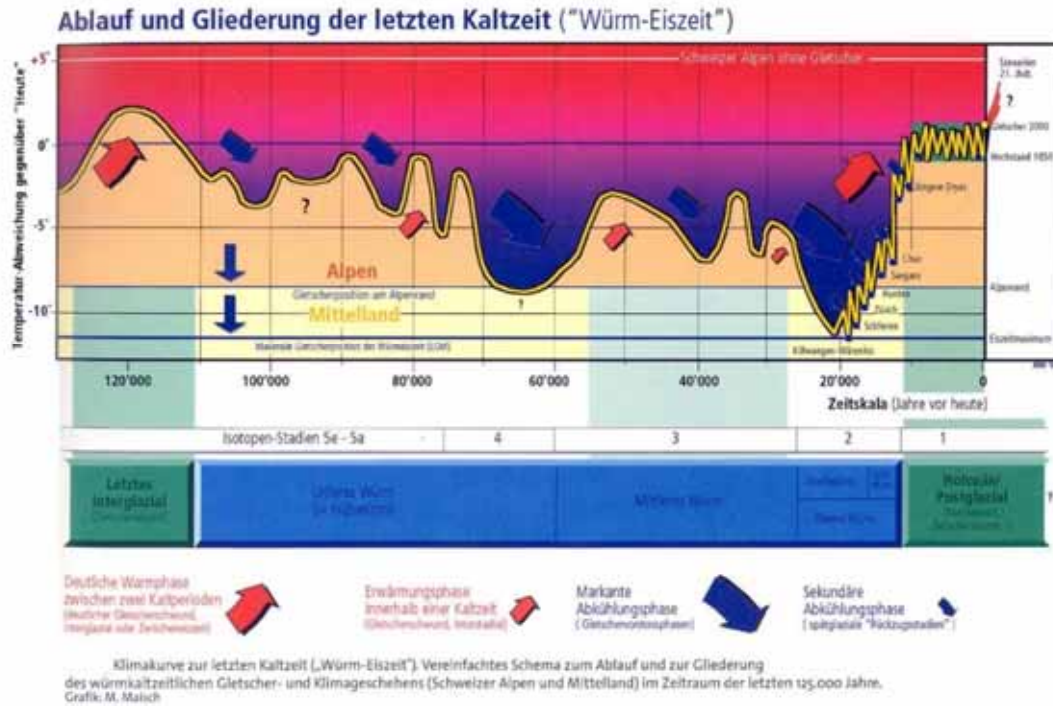


Abb. 8: Temperaturänderungen und Gletscherschwankungen während der letzten Kaltzeit im Alpenraum (Maisch 2004)

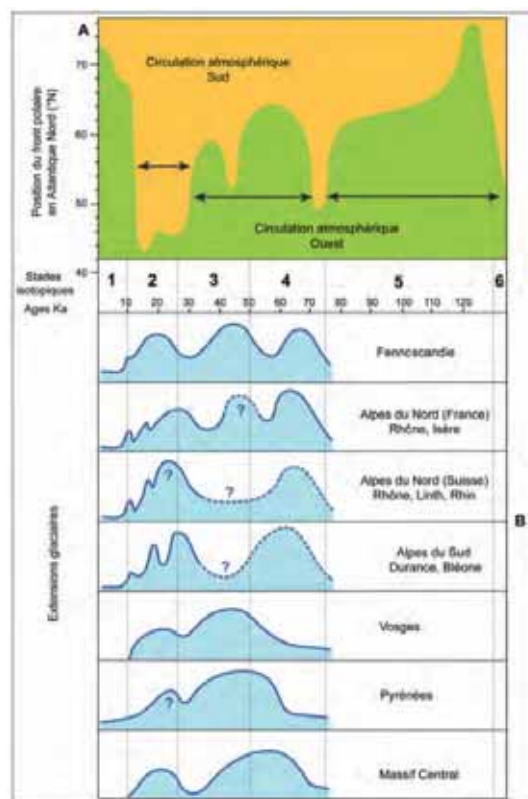


Abb. 9: A.) Latitudinale Änderungen der Polarfront und der atmosphärischen Zirkulation im Nordatlantik während der letzten Kaltzeit (nach: Ruddimann et Mc Intyre, 1980, 1981); B) Gletscherausdehnungen in Europa während der letzten Kaltzeit (in: Coutterand 2010)

1.4. Karten und Diagramme zur Klima-, Vegetations- und Bodenentwicklung

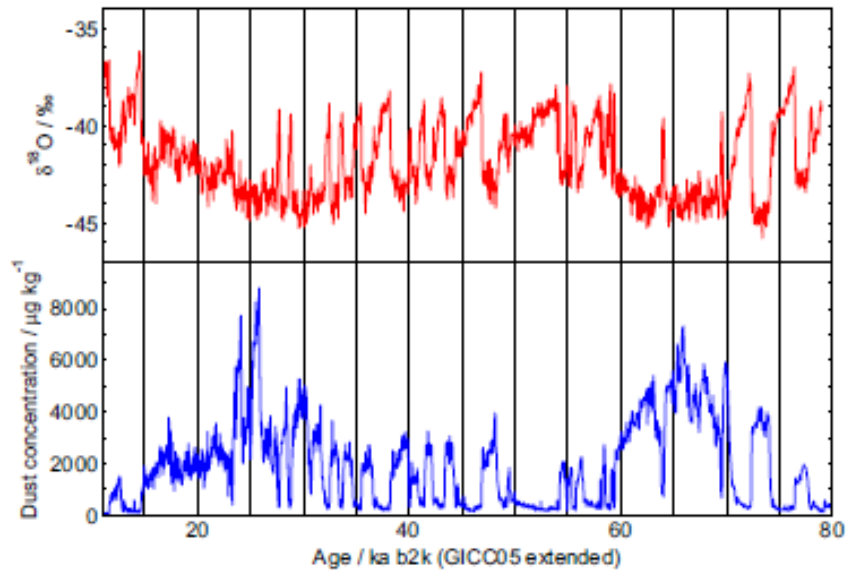


Abb. 10: Änderungen der Staubkonzentration und $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve aus dem NorthGRIP Eiskern in Grönland (Wolff et al. 2010)

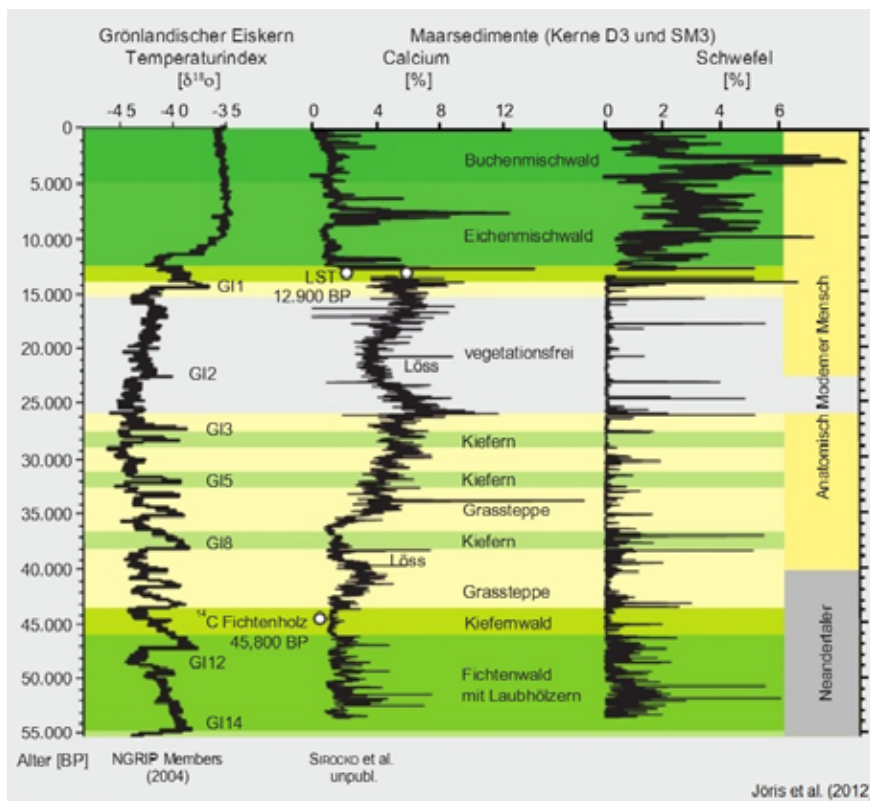


Abb. 11: Vegetation Mitteleuropas während der letzten Kaltzeit (Jöris et al. 2012a). Auch in der „Kaltzeit“ gab es ausgedehnte Phasen mit Vegetationsbedeckung (Gräser, Kiefern, Wälder), dh. potentielle Perioden mit Bodenbildung

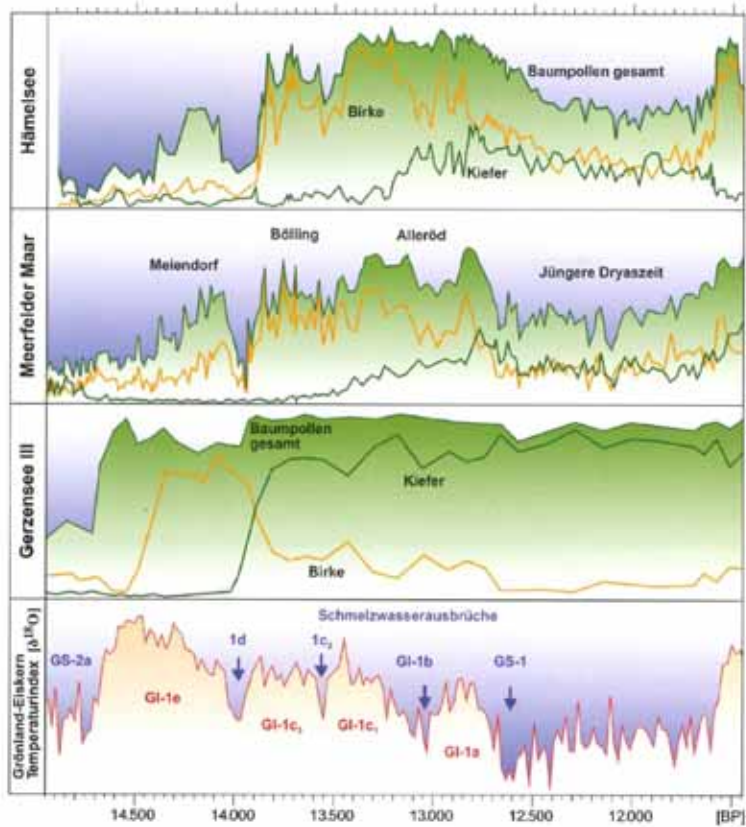


Abb.12: Spätglaziale Vegetationsabfolge im Gerzensee und Mitteleuropa (Jöris et al. 2012b)

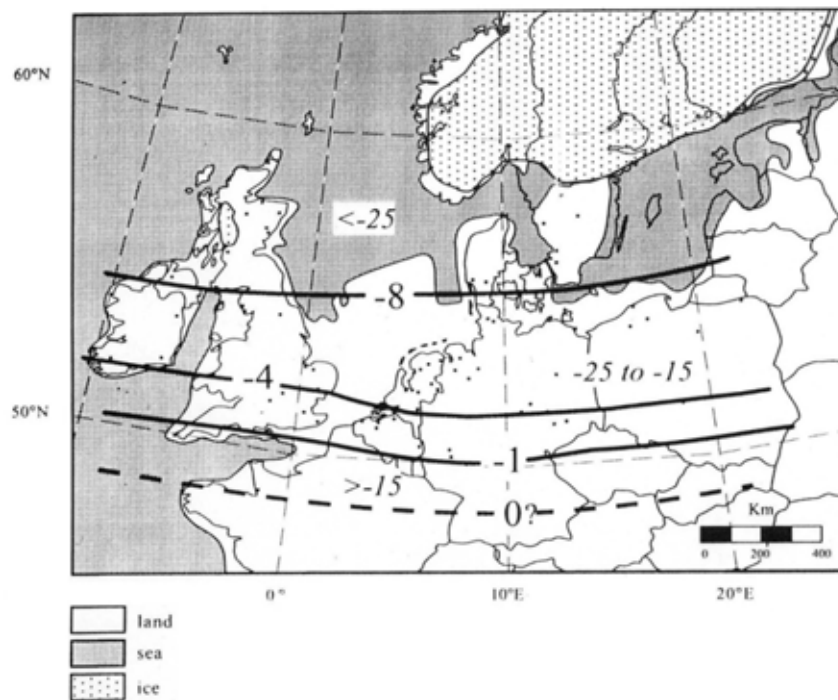


Abb. 13: Temperaturverhältnisse während der Jüngeren Dryas in Mitteleuropa (Isarin 1997). Demnach lagen die Jahresdurchschnittstemperaturen in der Schweiz vor ca. 12.000 Jahren bei 0 °C. Die Wintertemperaturen (*kursiv*) bei ca. -15 °C.

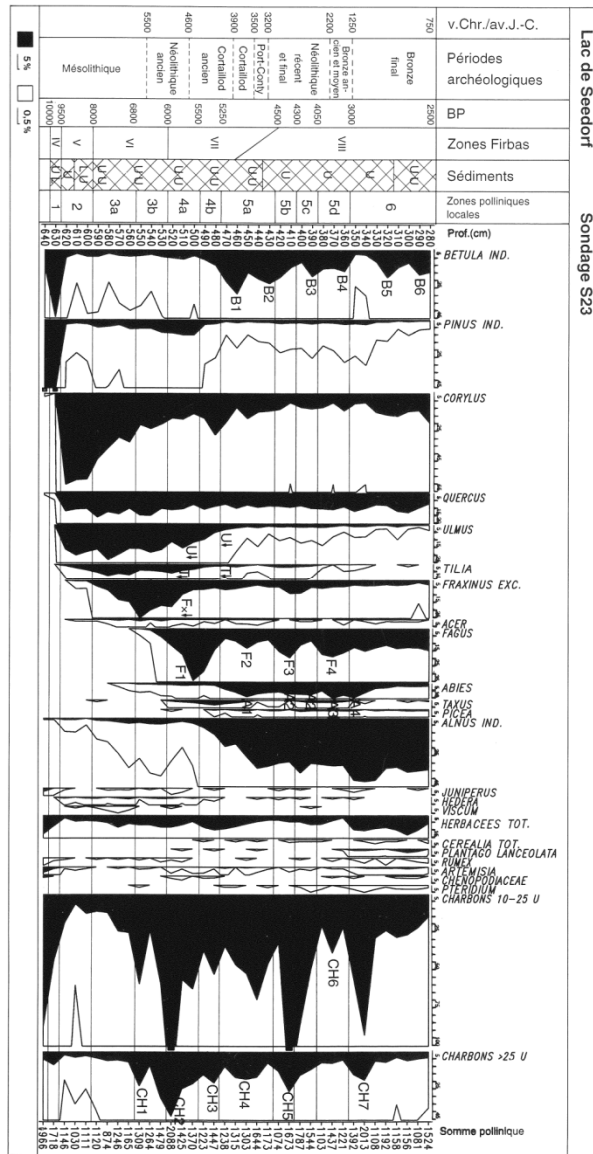


Abb. 14: Holozäne Vegetationsabfolge im Pollenprofil von Seedorf (Richoiz & Haas 1995)

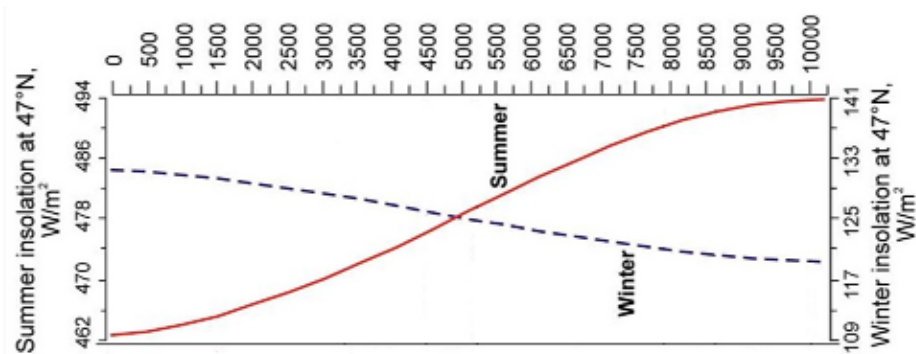


Abb. 15: Saisonale Insolation bei 47° N seit dem Spätglazial (Laskar et al. 2004). Vor 10.000-8.000 Jahren waren die saisonalen Unterschiede grösser als heute, das bedeutet sehr kalte Winter und heisse Sommer.

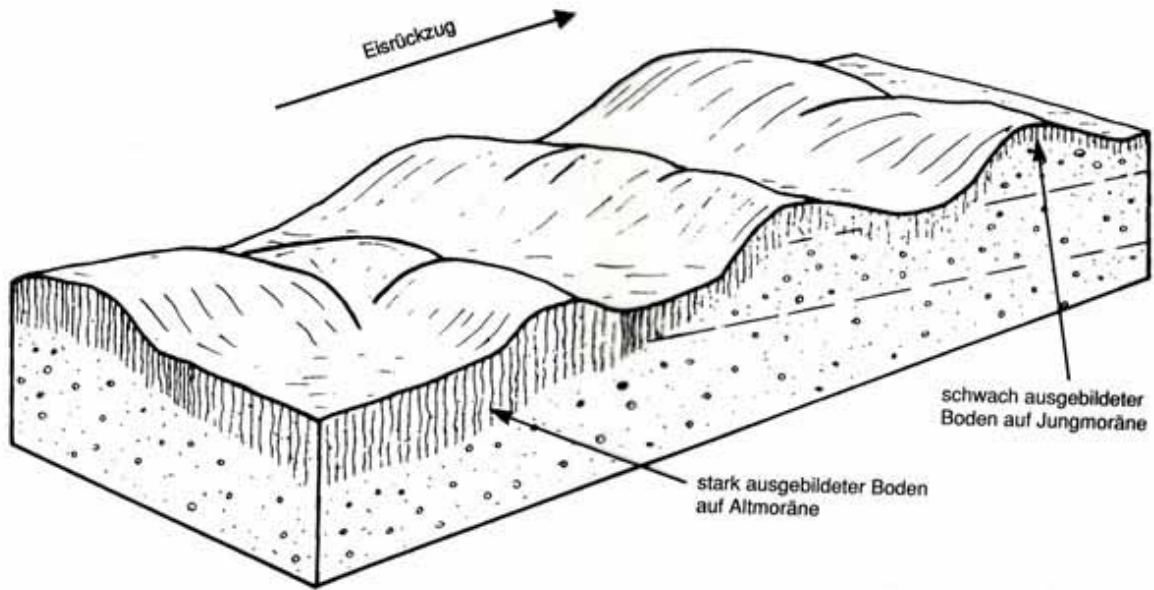


Abb. 16: Schematische Bodenentwicklung auf Moränen unterschiedlichen Alters (Catt 1992)

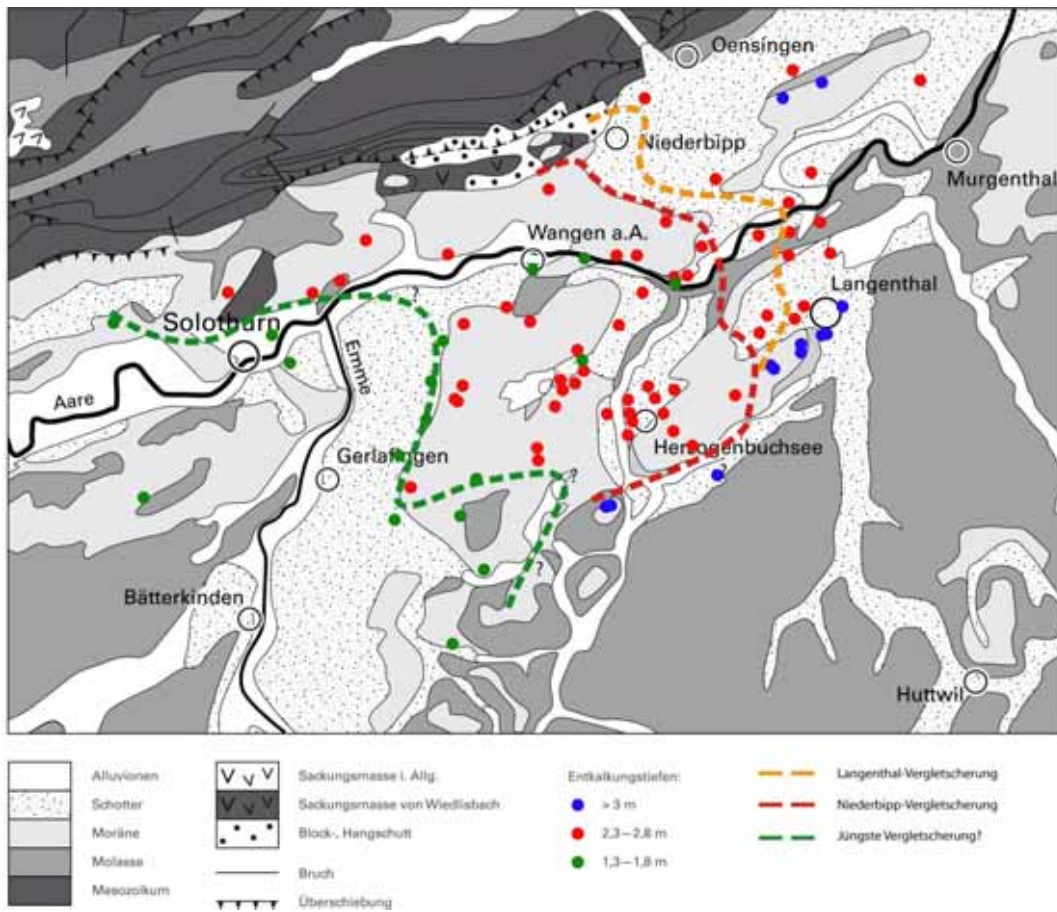


Abb. 17: Bodenmächtigkeiten/Entkalkungstiefen im Bereich der Eisrandlagen des Rhone-Aare-Gletschers (Bitterli et al. 2011)

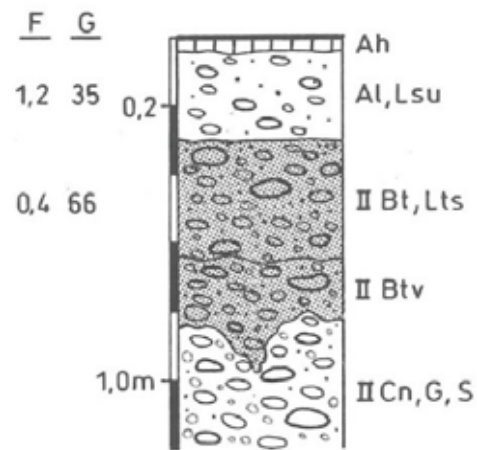


Abb. 18: Mehrschichtige Parabraunerde auf einem würmzeitlichen Schotterfeld bei Saulgau, Rheingletschergebiet, Oberschwaben (Kösel 1996). Der Al- bzw. E-Horizont ist in der Hauptlage ausgebildet. Darunter folgen die würmzeitlichen Kiese und Sande mit II Bt, II Btv.



Abb. 19: Verbreitung der allerödzeitlichen Laacher-See-Tephra in Mitteleuropa (Schmincke 2000)

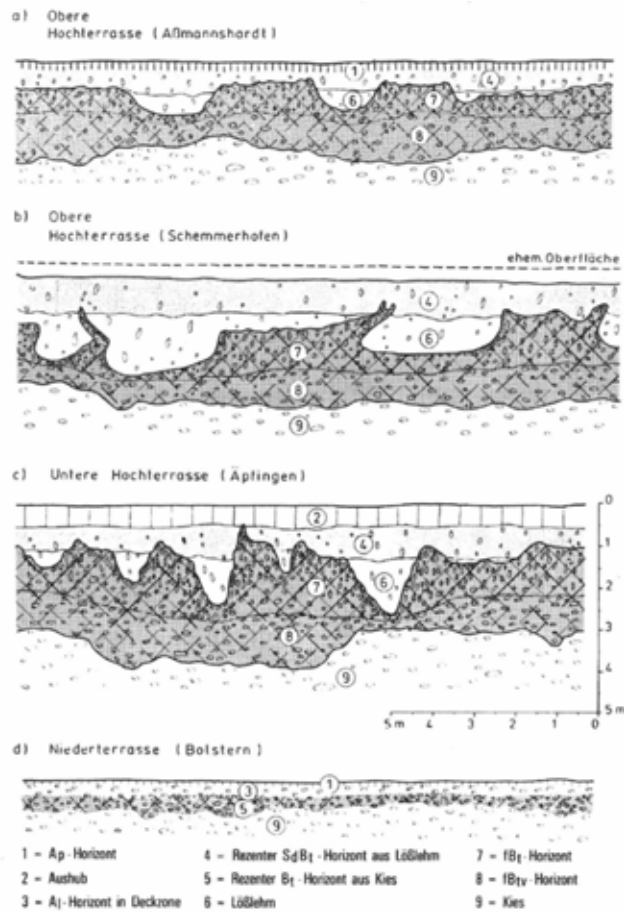


Abb. 20: Bodenbildung und Entkalkungstiefen auf Hoch- und Niederterrassen im Rheingletschergebiet, Oberschwaben (Kösel 1996).



Abb. 21: Die Venus von Willendorf aus dem Mittelwürm-Löss der Wachau (ca. 30.000 BP)

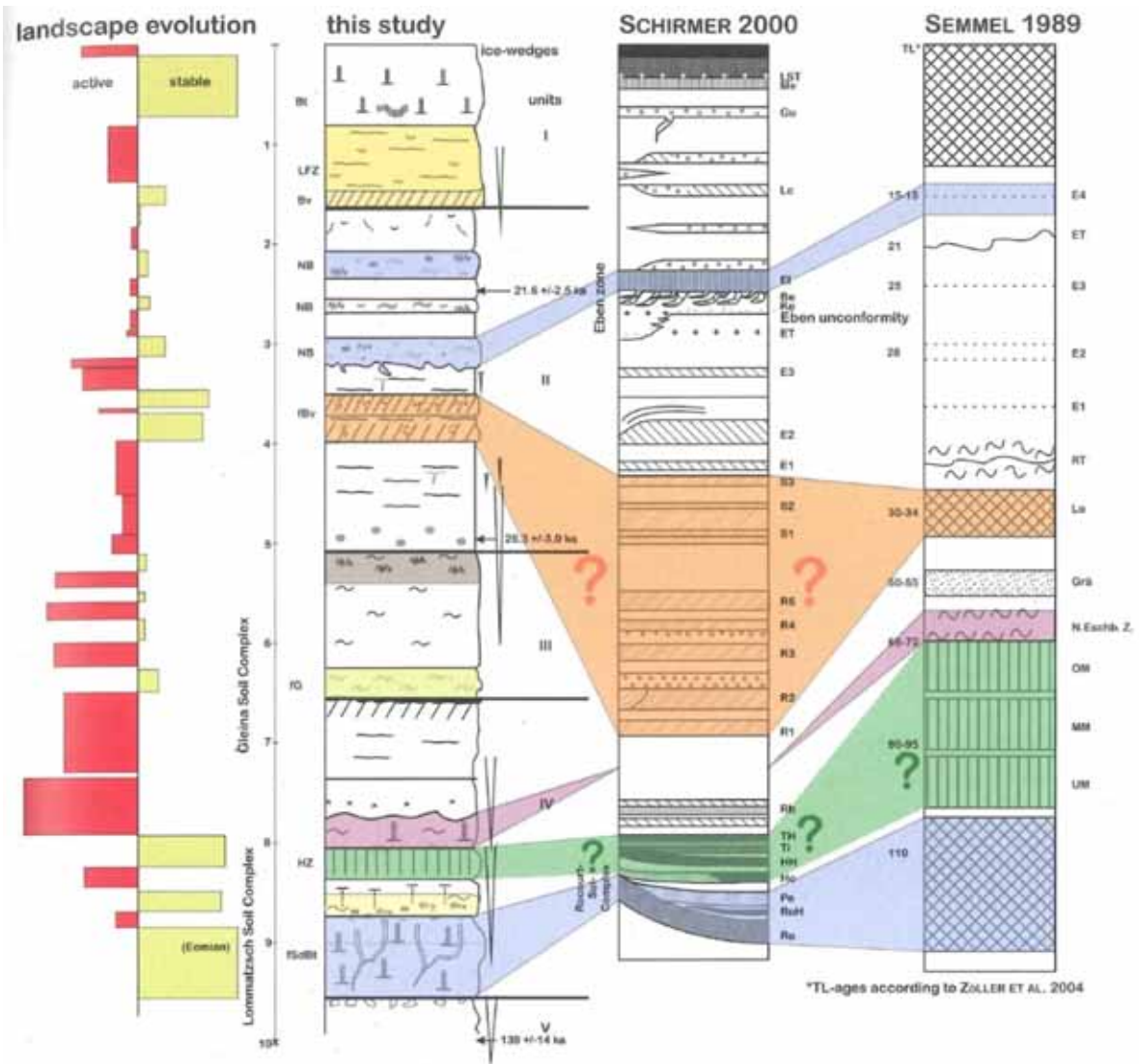


Abb. 22: Standardprofil der mittelsächsischen Löss, Paläoböden und mögliche Korrelation mit anderen Lössgebieten Mitteleuropas (Meszner et al. 2011). Grün = Frühwürm-Böden; Orange = Mittelwürm-Böden;

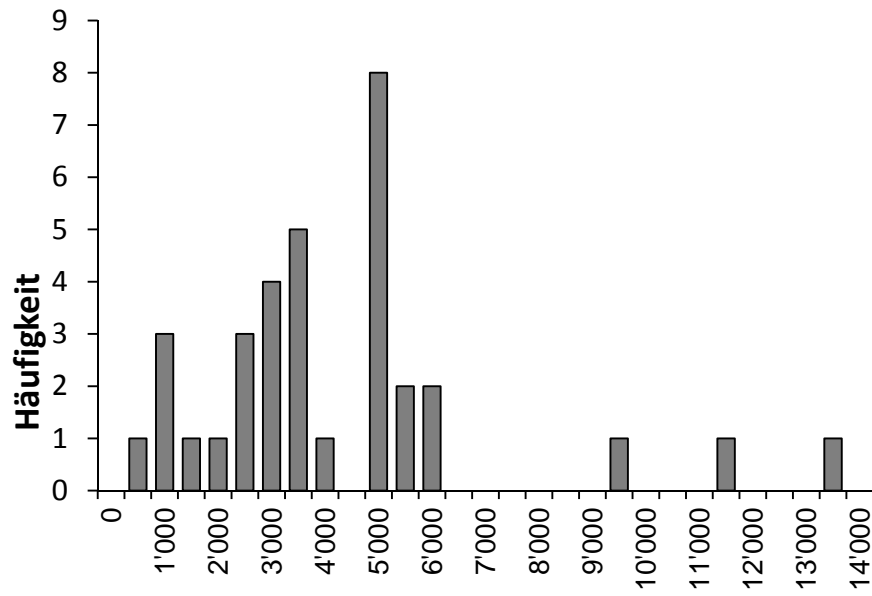


Abb. 23: Holzkohlealter (^{14}C cal. a BP) in Deckschichten und Kolluvien des Schweizer Mittellandes

2. Exkursionsstandorte



Abb. 24: Standorte 1-8 der Exkursion

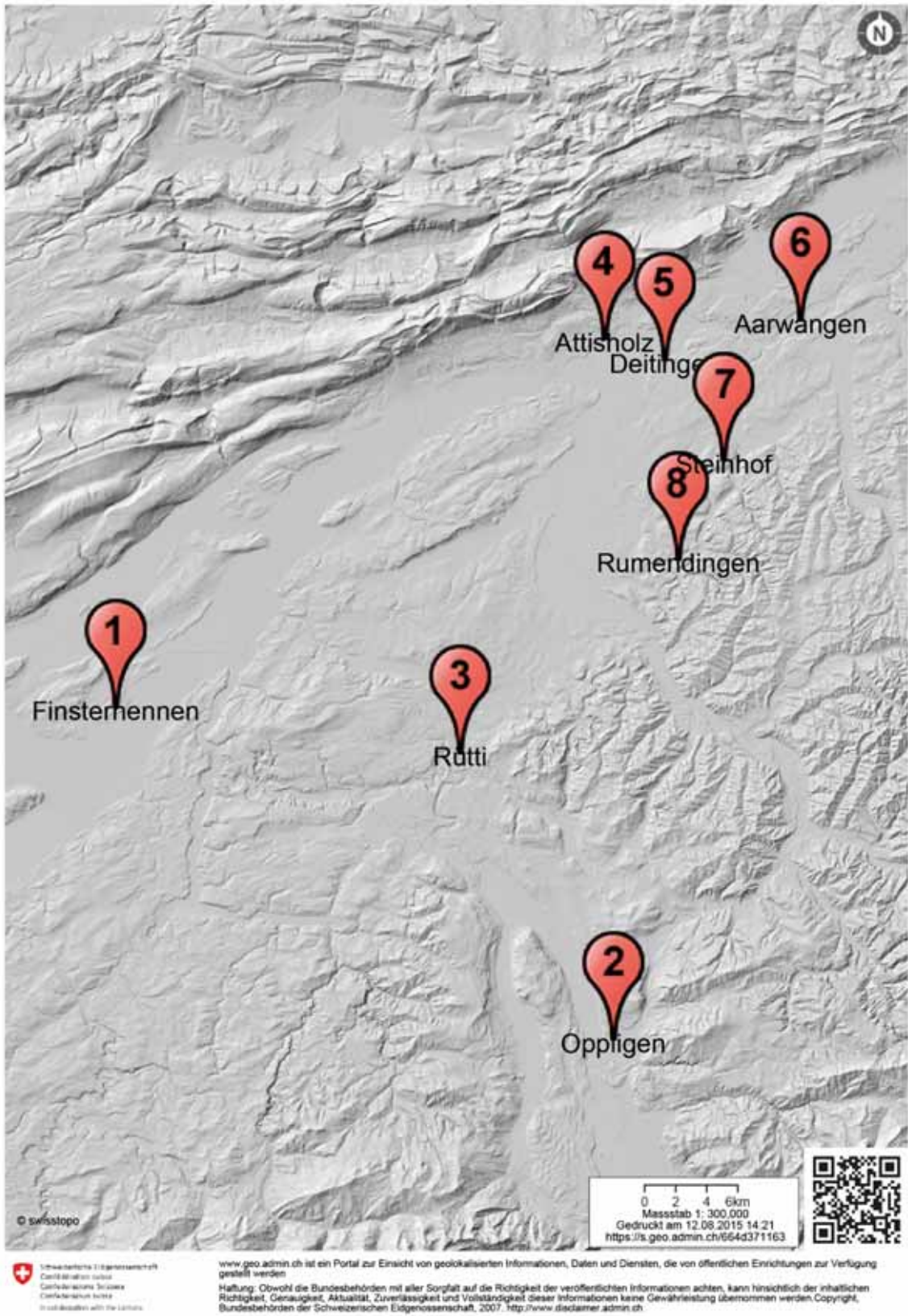


Abb. 25: Standorte 1-8 der Exkursion mit Relief

Standort 1: Kiesgrube Finsterhennen



Abb. 26: Finsterhennen; Jungwürmmoräne mit Parabraunerde über glazifluvialen Vorstossschottern. Deutlich ist die diskordante Grenze Moräne (braun)/Schotter (grau) und der Boden an der Oberfläche zu erkennen.

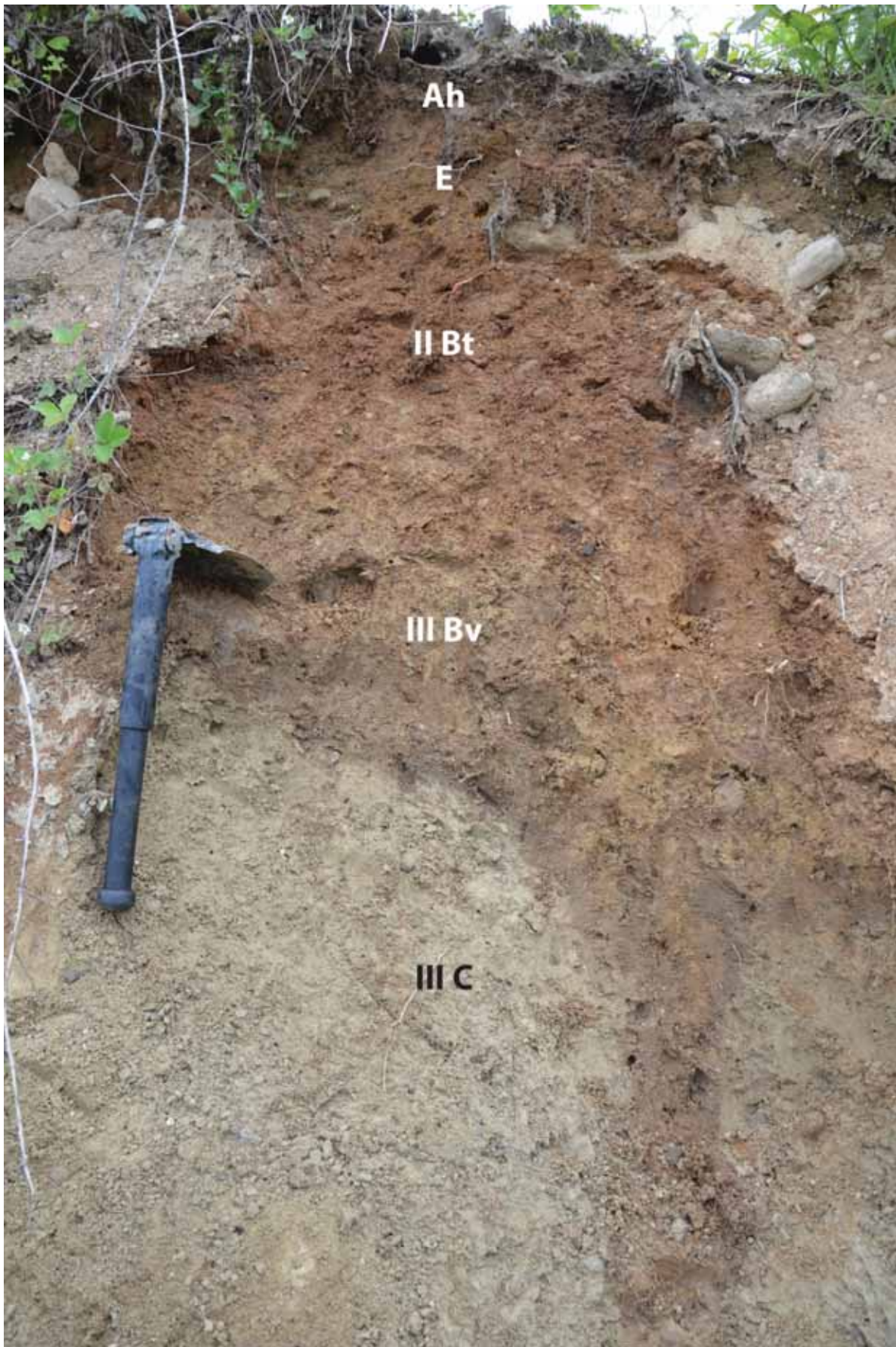


Abb. 27: Finsterhennen; Parabraunerde aus Hauptlage über Moräne über glazifluvialen Schottern

Tab. 1: Finsterhennen; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
E	10-30	15	3.9	-	2.1	3.05	0.70
II Bt	30-65	30	3.8	-	3.6	7.80	0.46
III Bv	65-110	50	4.4	-	1.0	2.16	0.45
III C	110 +	70	7.7	23	0.2	1.08	0.22

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
E	0.9	14	17	24	21	7.4	16	Uls
II Bt	18	31	13	12	10	3.9	13	SI4
III Bv	2.1	23	31	21	11	3.3	8.3	SI3
III C	1.2	26	34	18	10	2.7	7.8	Su3

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
E	1.5	1.8	1.1	0.4	2.8	12.1	74.8	0.77
II Bt	0.9	2.4	2.0	0.5	6.3	18.2	63.1	0.83
III Bv	1.8	2.3	1.5	0.6	2.8	12.3	75.7	0.73
III C	1.5	1.9	1.2	13.4	2.1	9.0	61.2	0.35

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
E	0.38	80	45	85	352	47	33	18
II Bt	0.44	111	100	96	219	58	64	35
III Bv	0.32	67	43	103	298	35	25	15
III C	0.26	63	22	317	268	28	20	11

- 1) Chemical Index of Alteration = $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$. Index für Verwitterungsintensität nach Nesbitt & Young, 1982. Werte nahe 100 stehen für sehr starke Verwitterung, da nur noch Al₂O₃ vorhanden ist und die Basen ausgewaschen sind.

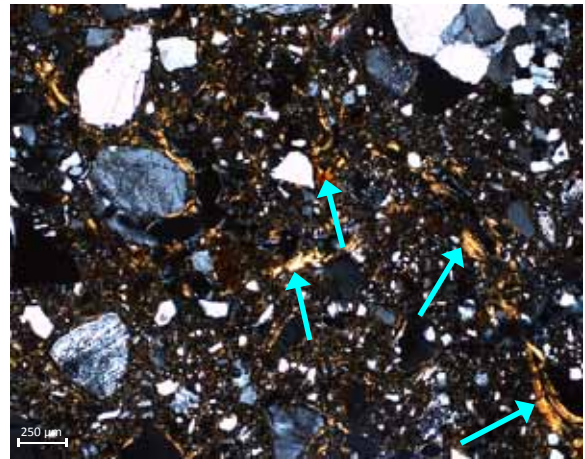
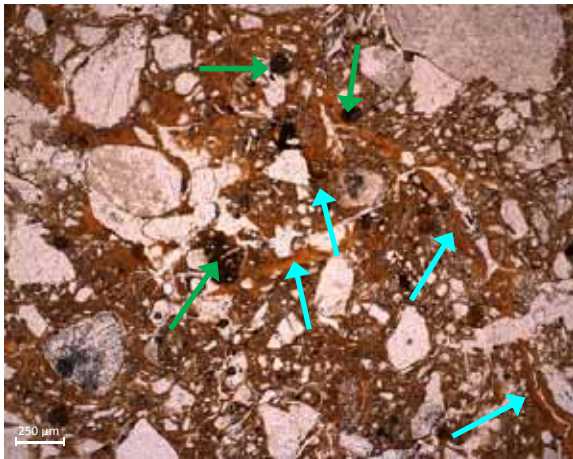


Abb. 28: Finsterhennen; Dünnschliff II Bt-Horizont. Grüne Pfeile: Mn-Konkretionen; türkise Pfeile: laminierte Toncutane an Porenwänden; blaue Pfeile: Fe-(hydr)oxide-Überzüge an Toncutanen. (links: ein Polarisator, rechts: gekreuzte Polarisatoren).

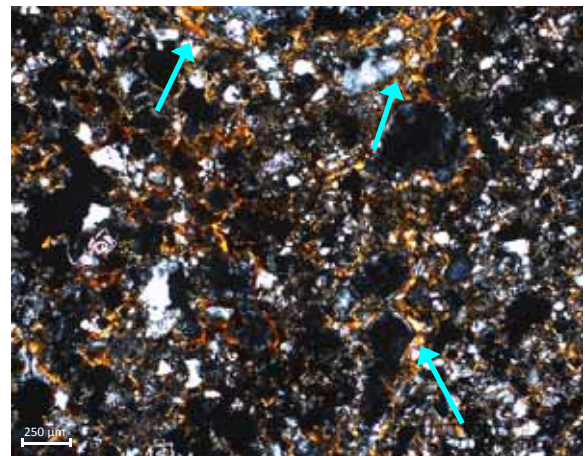
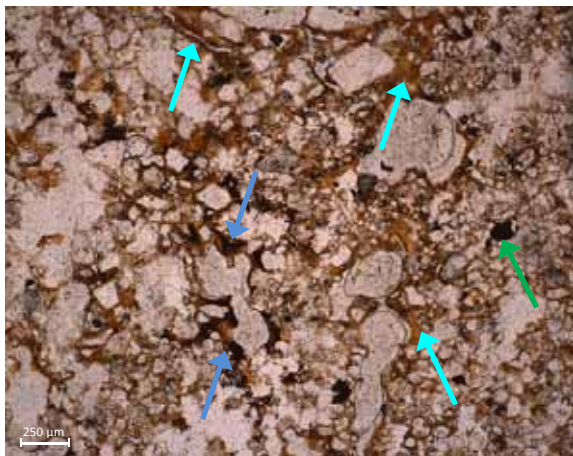


Abb. 29: Finsterhennen; Dünnschliff III fBtv-Horizont. Erläuterungen wie Abb. 28.

Standort 2: Kiesgrube Oppligen



Abb. 30: Oppligen; Parabraunerde (dunkelbraun) auf geringmächtiger Moräne (hellgrau) über glazifluvialen Schottern (grau).



Abb. 31: Oppligen; kolluvial (M) überdeckte Parabraunerde aus Hauptlage über geringmächtiger Moräne (III Bt, III/C) über glazifluvialen Schottern (IV C).

Tab. 2: Oppligen; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
II Btv	45-85	15	4.1	-	1.6	3.7	0.44
II Btv/Bt	85-100	50	4.3	-	1.9	5.9	0.33
III Bt	100-125	80	7.1	4.0	2.4	8.1	0.29
III C	125-150	80	7.6	41	1.0	3.0	0.34
IV C	150 +	100	7.8	41	0.2	0.6	0.28

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
II Btv	9.0	17	20	15	14	6.2	19	Ls3
II Btv/Bt	5.1	19	22	17	14	5.5	18	Ls3
III Bt	17	24	15	13	13	4.9	14	SI4
III C	17	34	15	10	10	3.9	11	SI3
IV C	22	72	1.5	1.4	1.3	0.5	1.2	Ss

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
II Btv	1.3	1.3	0.7	0.5	2.4	10.2	79.3	0.77
II Btv/Bt	1.0	1.6	1.1	0.7	3.9	13.8	72.7	0.81
III Bt	0.6	1.9	1.5	7.0	7.4	17.1	51.6	0.64
III C	0.9	1.6	1.0	22.4	3.6	9.8	42.7	0.28
IV C	1.5	1.8	0.8	22.6	1.9	8.3	47.7	0.24

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
II Btv	0.32	38	47	106	329	39	12	-
II Btv/Bt	0.40	66	72	126	344	45	-	-
III Bt	0.36	144	128	313	226	70	46	27
III C	0.24	52	67	516	153	45	-	10
IV C	0.15	24	28	559	103	28	17	-

Standort 3: Bodenaufschluss Rütli, Zollikofen

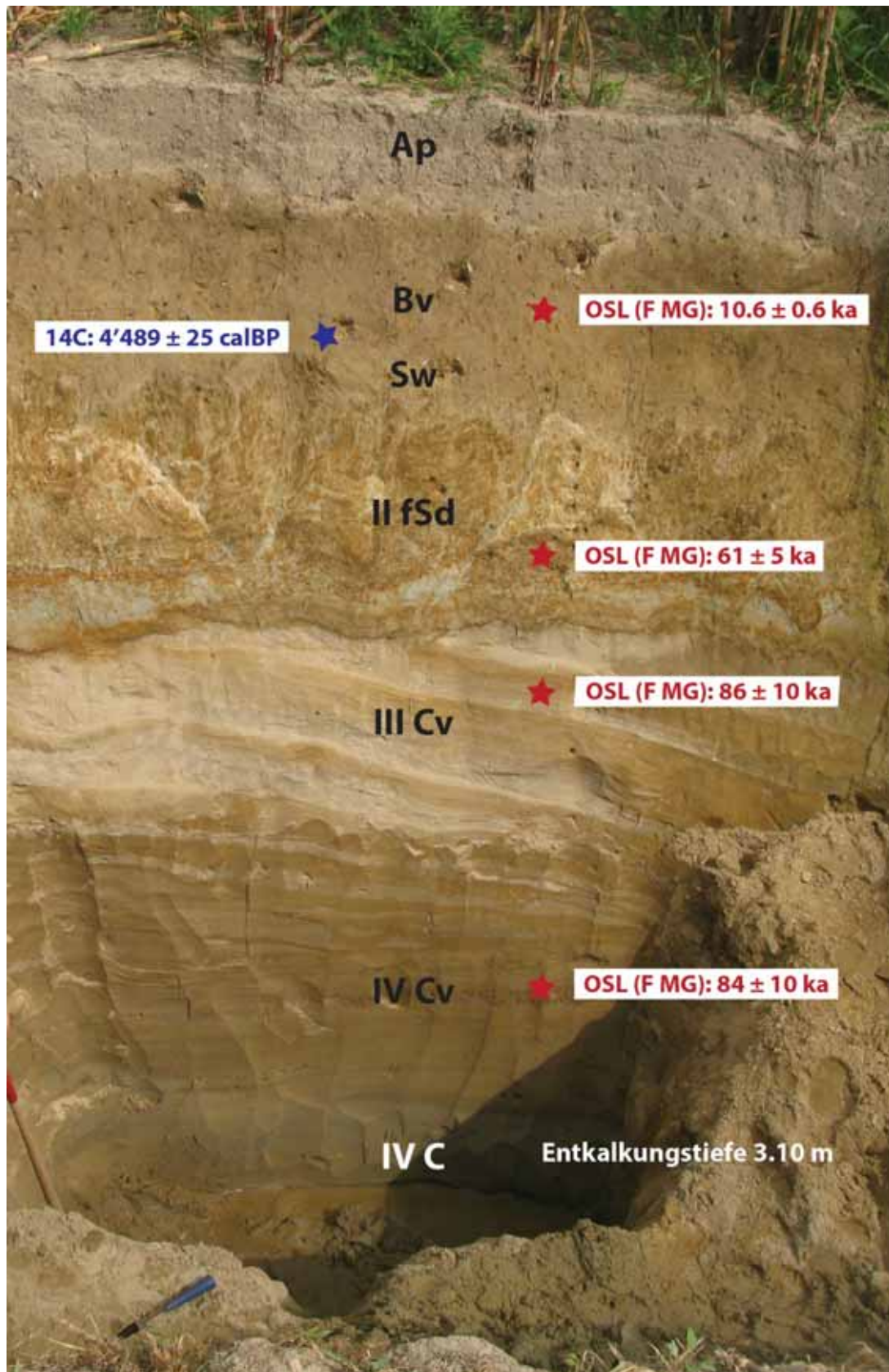


Abb. 32: Rütli; Pseudogley-Braunerde aus frühholozäner Deckschicht über fossilem Pseudogley (fSd) aus/über würmzeitlichen glazifluvialen/glazilimnischen Sedimenten.

Tab. 3: Rütli; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	ΣS	ΣU [%]	T
Ahp	0-28	2.1	5.5	-	60	23	17
(A)B	28-45	0.8	6.0	-	65	20	15
B(g)	45-75	0.5	6.3	-	61	29	9.8
Bg(x)	75-95	-	6.4	-	56	32	11
II Bg(g)x	95-115	-	6.4	-	52	36	12
II Bggx	115-145	-	6.4	-	54	41	5.0
III Cg	145-155	-	6.0	-	81	15	3.7

Quelle: Müller, M., Zihlmann, U. & Schafflützel R., 2015. (unpubliziert)

Standort 4: Kiesgrube Attisholz



Abb. 33: Attisholz; Überblick

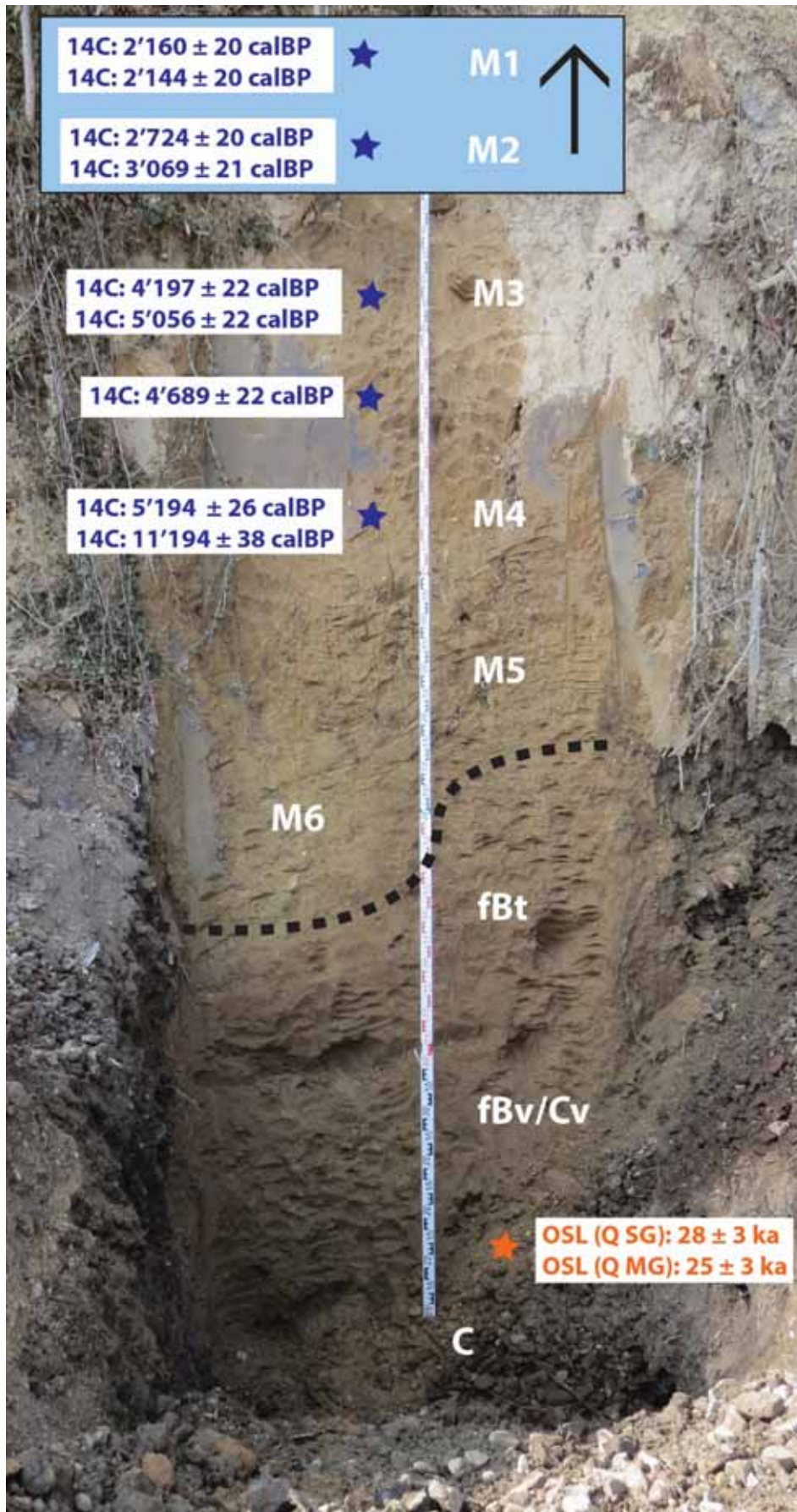


Abb. 34: Attisholz; mehrere holozäne Kolluvien über fossilem Bt-Horizont.

Tab. 4: Attisholz; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH CaCl ₂	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
M1	10-50	< 5	5.1	-	1.8	2.09	0.88
M2	50-90	< 5	4.7	-	2.5	2.72	0.91
M3	90-170	< 5	4.5	-	3.2	3.31	0.97
M4	170-200	< 5	5.4	-	2.3	3.00	0.77
M5	200-270	< 5	5.4	-	2.1	4.15	0.50
M6	270-350	< 5	4.0	-	0.9	3.37	0.27
fBt	270-350	10	4.0	-	1.3	3.23	0.40
Bv-Cv	350-450	25	4.4	-	0.9	3.36	0.25
C	450 +	80	7.0	29	0.3	1.79	0.18

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
M1	0.02	15	30	21	15	5.4	13	Slu
M2	0.03	12	27	22	16	6.1	17	Ls2
M3	0.1	13	26	21	16	6.2	17	Ls2
M4	-	9.3	21	23	22	7.5	18	Lu
M5	0.4	10	23	23	21	6.9	16	Uls
M6	0.02	11	29	23	19	5.7	13	Slu
fBt	-	14	33	21	16	5.1	12	Slu
Bv-Cv	-	8.7	30	25	19	5.6	12	Slu
C	-	7.7	25	26	21	6.2	14	Uls

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
M1	1.4	2.0	1.4	0.5	2.9	13.4	73.4	0.77
M2	1.4	2.2	1.6	0.5	3.3	14.2	72.4	0.78
M3	1.4	2.1	1.5	0.4	3.3	13.6	72.5	0.77
M4	1.3	2.4	1.9	0.5	3.6	15.3	70.0	0.78
M5	1.3	2.5	2.2	0.5	4.5	15.8	68.2	0.79
M6	1.5	2.6	2.2	0.6	4.2	15.0	69.4	0.76
fBt	1.6	2.6	2.1	0.6	4.2	14.8	69.5	0.76
Bv-Cv	1.6	2.6	2.3	0.7	4.1	14.5	69.6	0.75
C	1.1	2.0	2.1	15.1	3.6	11.1	51.7	0.38

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
M1	0.45	119	47	87	403	40	31	-
M2	0.48	101	59	89	436	38	37	15
M3	0.48	103	49	90	443	43	37	10
M4	0.52	118	52	92	437	32	46	14
M5	0.54	128	59	92	466	40	50	25
M6	0.51	132	54	96	507	36	63	18
fBt	0.53	115	59	101	600	36	58	26
Bv-Cv	0.43	102	55	105	251	43	80	21
C	0.37	96	55	333	212	36	25	10

Standort 5: Kiesgrube Deitingen



Abb. 35: Deitingen; Übersicht

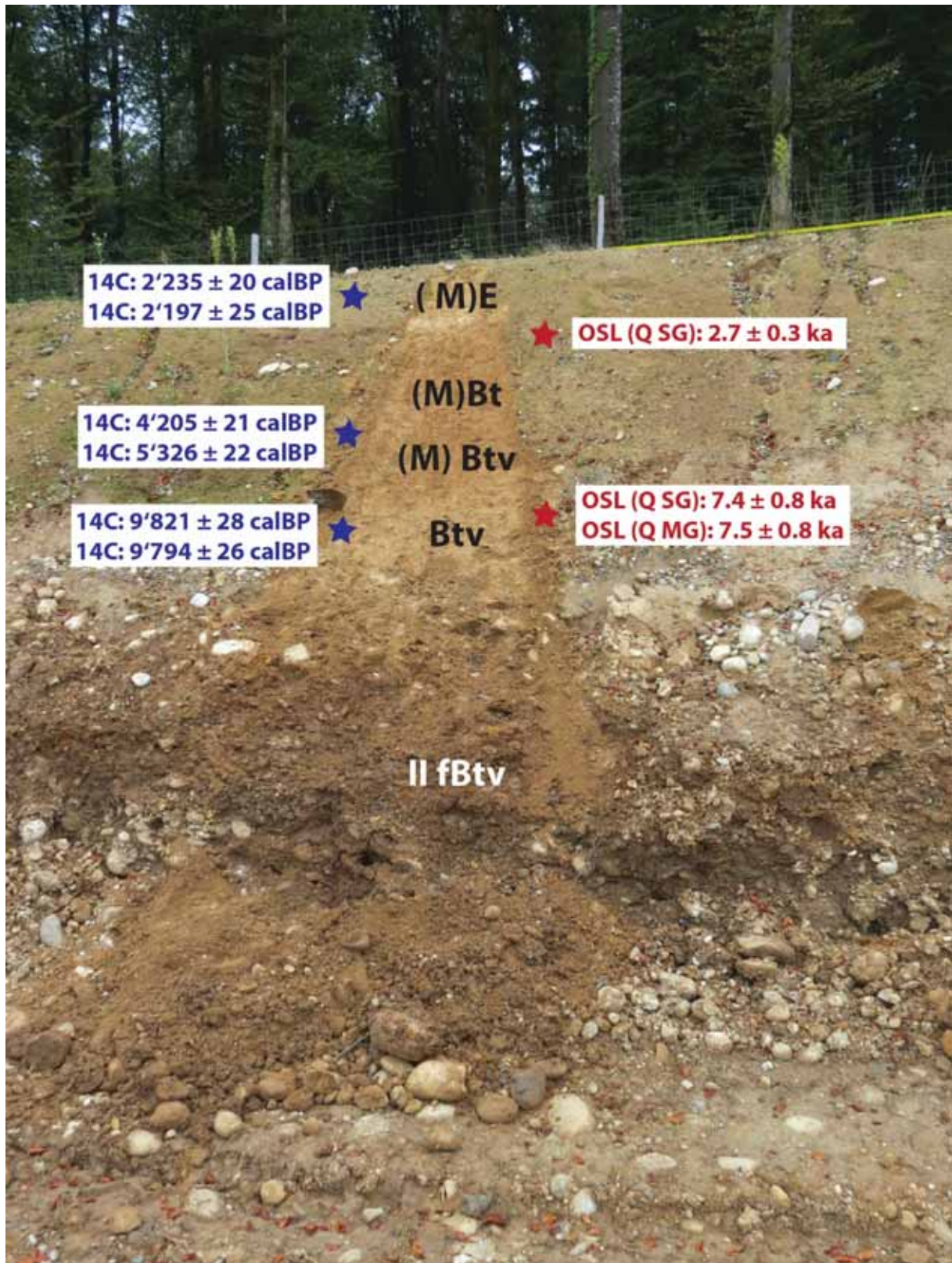


Abb. 36: Deitingen; mehrere holozäne Kolluvien über frühholozäner Deckschicht mit Btv-Horizont über fossilem II fBtv aus Moräne.

Tab. 5: Deitingen; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Feox [mg/g]	Fed [mg/g]	Feox/Fed
(M) Bt	30-60	5	4.34	-	1.6	4.0	0.40
(M) Bvt	60-150	18	4.22	-	1.9	4.8	0.39
Btv	150-190	5	4.25	-	1.7	6.1	0.28
II fBtv	190-335	83	7.48	4.9	2.7	9.4	0.29

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
(M) Bt	0.5	18	31	18	6.4	9.3	17	Sl4
(M) Bvt	0.8	18	29	18	4.4	6.6	23	Ls3
Btv	0.2	15	28	23	5.9	8.1	20	Ls4
II fBtv	7.7	43	10	7.8	3.2	5.6	22	Slu

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA [wt. %]
(M) Bt	1.5	2.1	1.2	0.5	2.5	12.8	75.2	0.76
(M) Bvt	1.4	2.1	1.4	0.5	2.9	14.3	72.0	0.78
Btv	1.0	2.3	1.8	3.8	4.7	14.0	65.2	0.66
II fBtv	1.4	2.3	1.7	0.5	3.7	15.2	71.0	0.78

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
(M) Bt	0.36	81	35	88	329	31	-	-
(M) Bvt	0.45	73	58	97	366	36	-	-
Btv	0.34	556	73	134	150	48	-	-
II fBtv	0.47	94	51	101	424	36	27	14

Standort 6: Kiesgrube Risi, Aarwangen

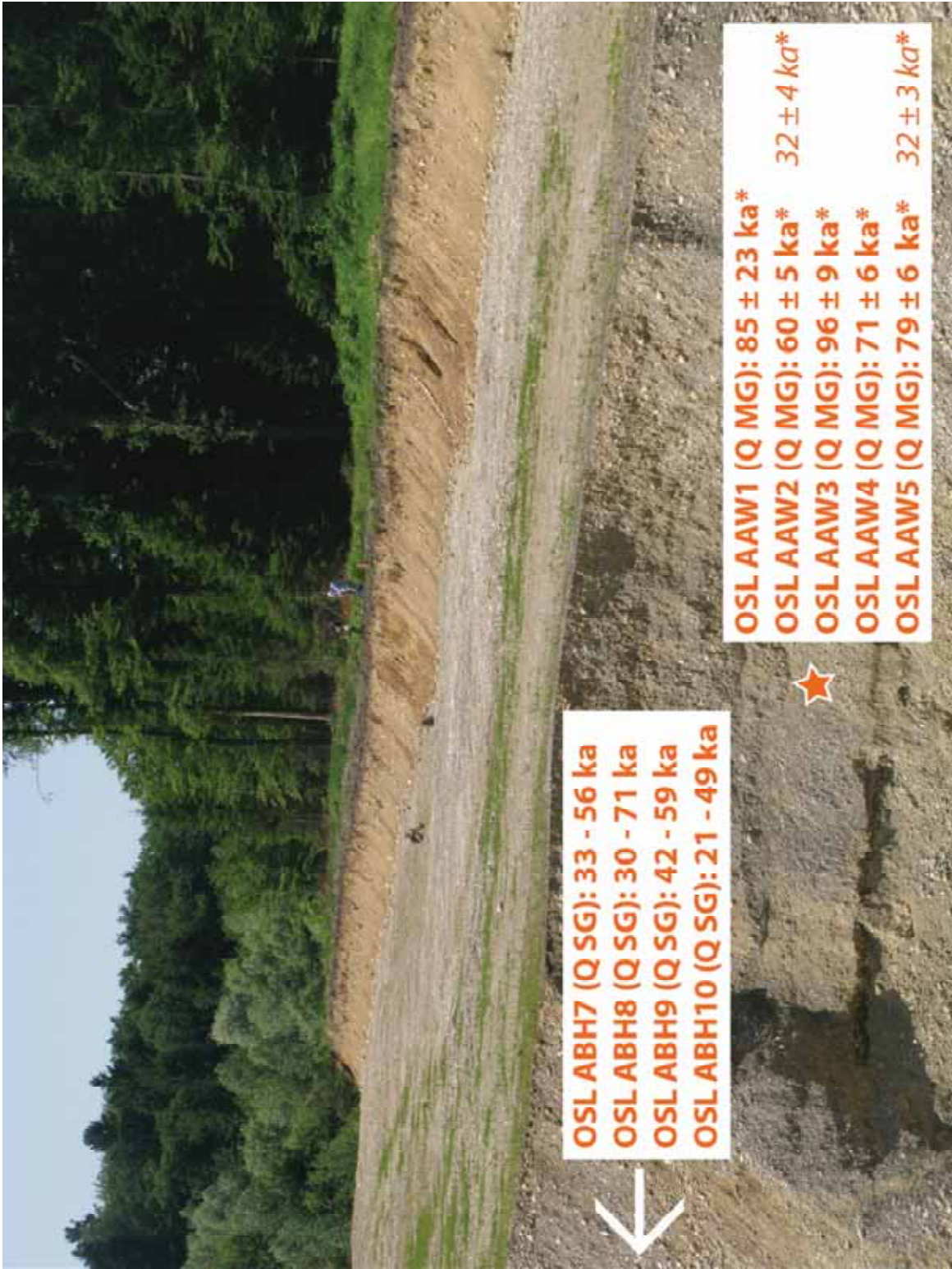


Abb. 37: Aarwangen, Risi; Überblick; ca. 2 m Boden (braun) über würmzeitlichen glazifluvialen Schottern.

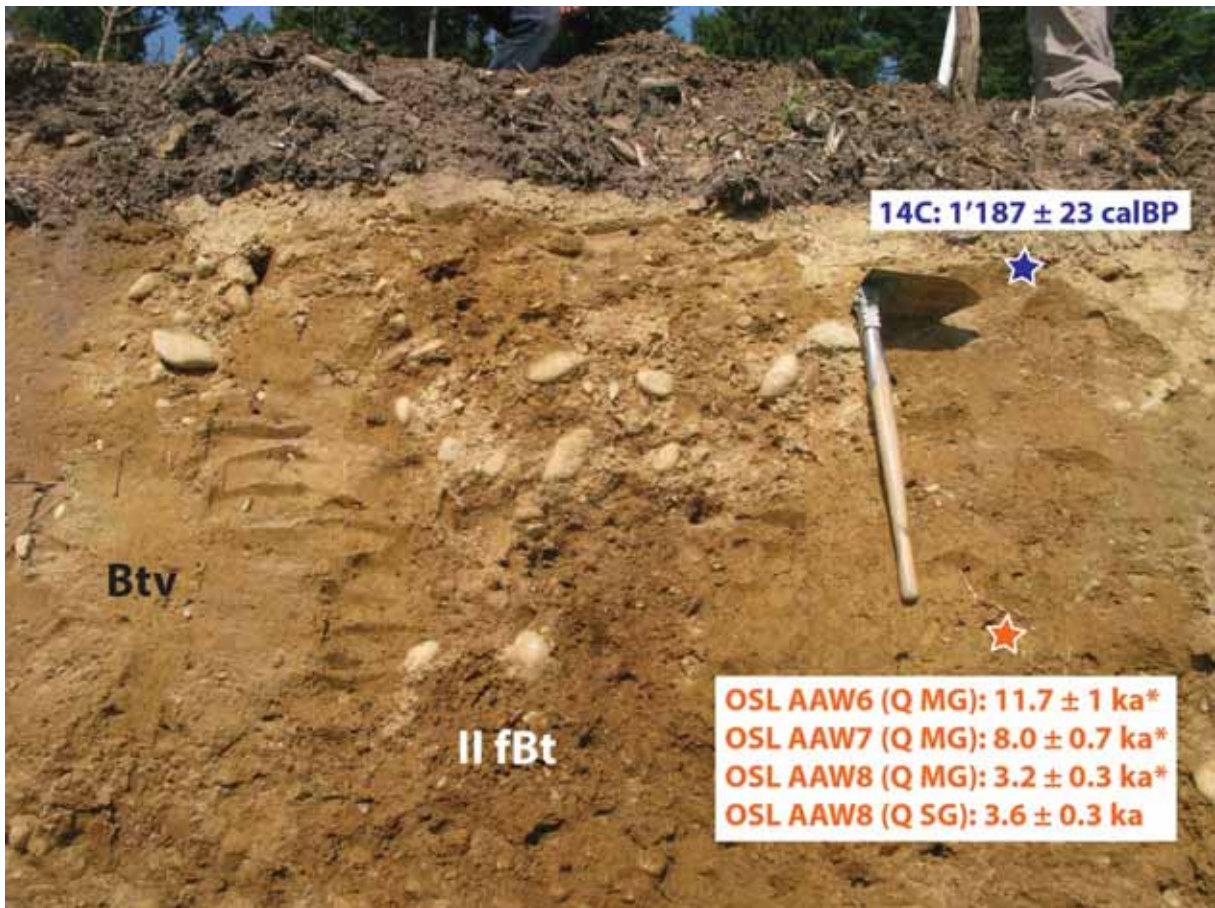


Abb. 38: Aarwangen, Risi; frühholozäne Lösslehmtaschen (Btv-Horizont) über bzw. krypturbar verwürgt mit fossilem IIfBt aus glazifluvialen Schottern.

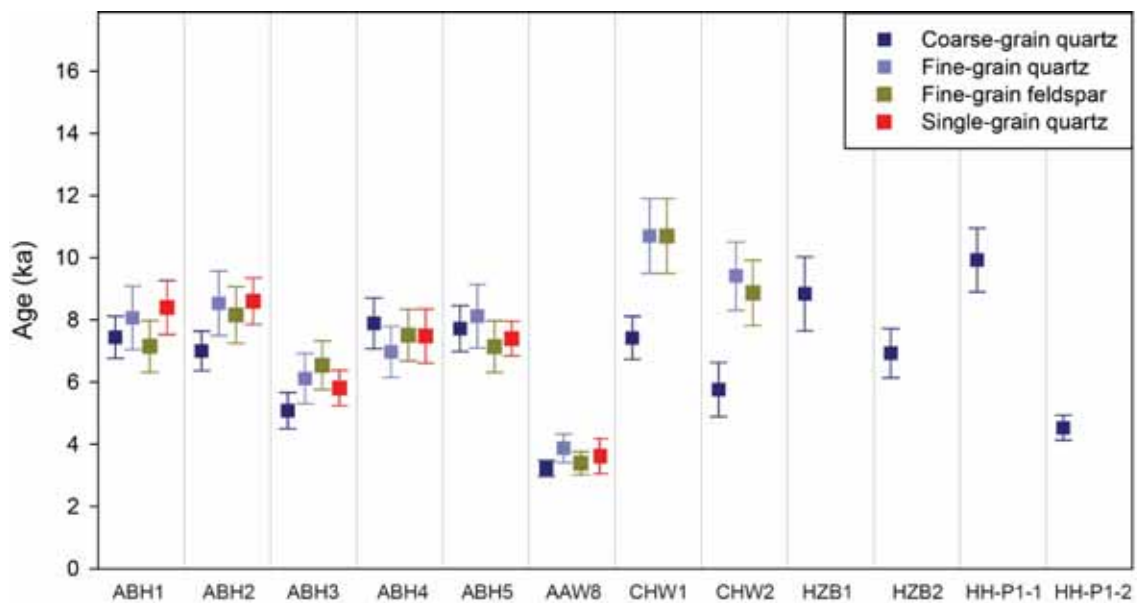


Abb. 39: Zusammenschau der OSL-Alter der (früh-) holozänen Lösslehmdecken im Mittelland

Tab. 6: Aarwangen, Risi; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
E (M)	0-30	< 5	4.0	-	2.5	3.5	0.71
Btv	30-80	< 5	3.9	-	2.3	3.5	0.67
II fBt	80-130	50	3.8	-	2.6	5.5	0.46
II Btv	130-210	90	4.0	-	3.7	5.7	0.64
II C	210 +	~100	7.8	24	0.1	0.5	0.19

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
E (M)	0.9	11	23	29	16	5.3	16	Uls
Btv	1.1	10	22	30	17	5.5	15	Uls
II fBt	5.8	23	16	19	16	5.5	16	SI4
II Btv	3.6	16	19	18	19	7.0	17	Ls2
II C	26	66	2.0	2.0	1.7	0.6	1.3	Ss

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
E (M)	1.3	1.9	1.5	0.4	3.4	14.0	72.9	0.80
Btv	1.3	2.0	1.6	0.4	3.5	14.2	72.6	0.79
II fBt	1.0	2.1	1.7	0.3	4.7	14.4	70.0	0.81
II Btv	0.7	2.0	1.3	0.4	5.8	11.0	69.2	0.78
II C	1.3	1.7	0.8	15.3	1.6	7.1	62.7	0.28

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
E (M)	0.47	86	64	96	444	37	-	-
Btv	0.49	79	59	90	426	38	-	-
II fBt	0.38	88	76	90	246	44	39	27
II Btv	0.42	113	91	97	308	74	70	37
II C	0.12	23	18	349	86	34	9	11

Standort 7: Steinhof



Abb. 40: Steinhof; Überblick über Profil A, mit Findling im Hintergrund. Mittels ^{10}Be auf ca. 24.000 Jahre datiert (eigene Berechnungen, nach Ivy-Ochs et al. 2004)

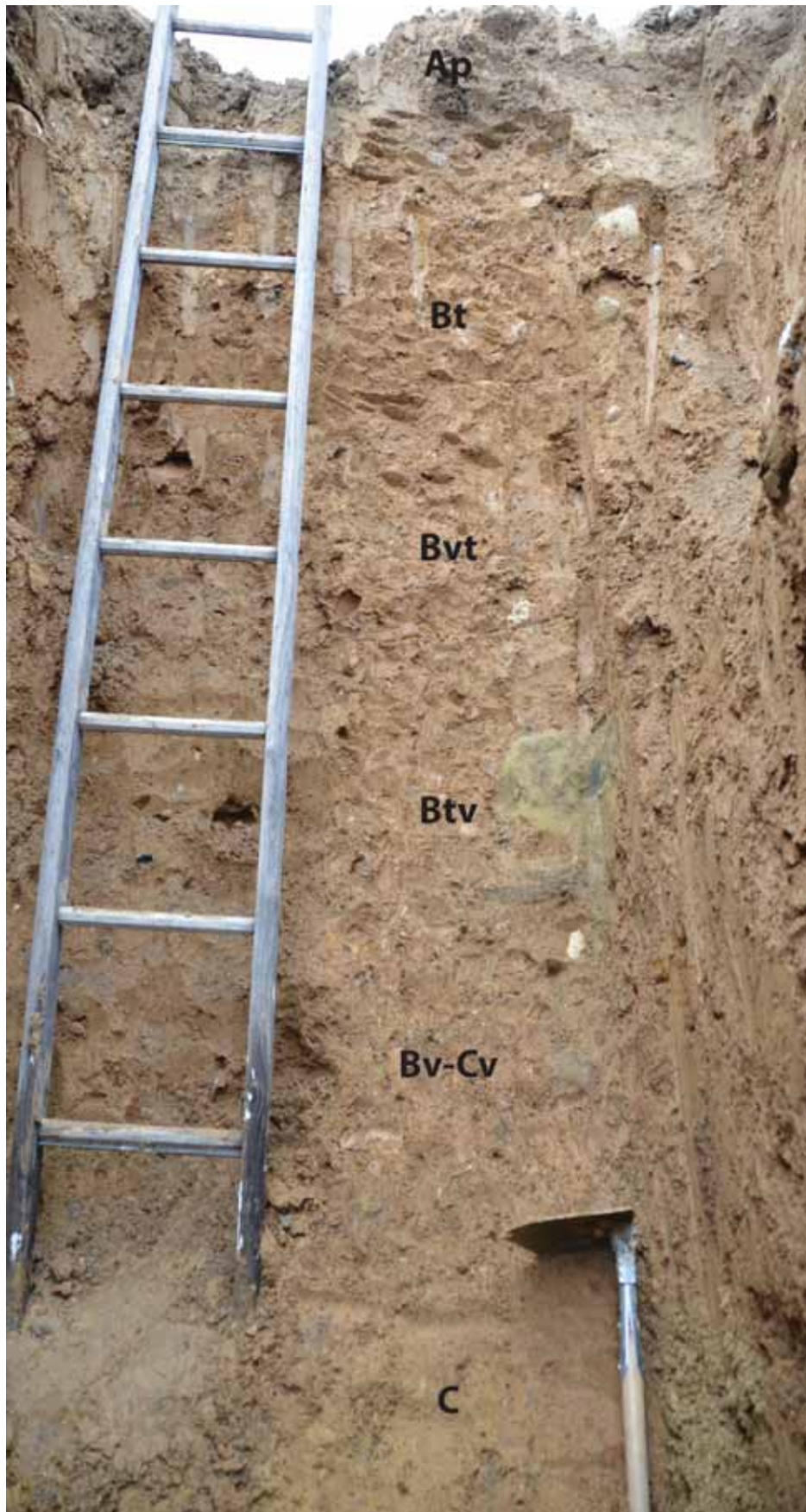


Abb. 41: Steinhof, Profil A; tiefgründige Parabraunerde

Tab. 7: Steinhof, Profil A; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
Bt	30-85	50	4.4	-	1.2	4.1	0.30
Bvt	85-130	50	4.3	-	1.2	4.4	0.26
Btv	130-260	50	4.2	-	1.2	3.5	0.34
Bv	260-340	10	5.4	-	0.5	2.6	0.21
C	340 +	50	7.5	12	0.2	1.9	0.13

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
Bt	0.2	21	23	16	17	6.8	16	Sl4
Bvt	1.7	17	17	19	22	7.3	17	Slu
Btv	0.2	22	25	15	16	6.1	15	Sl4
Bv	0.7	28	24	13	15	5.7	13	Sl4
C	1.5	31	27	12	13	4.9	12	Sl3

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
Bt	1.8	3.3	2.2	0.7	4.7	17.8	64.7	0.76
Bvt	1.6	3.1	2.3	0.6	5.2	17.6	63.8	0.77
Btv	1.8	3.2	2.1	0.7	4.4	17.2	65.8	0.75
Bv	2.1	3.5	2.0	1.0	4.1	16.1	67.3	0.71
C	1.9	3.0	1.8	7.8	3.3	13.7	61.1	0.52

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
Bt	0.45	75	78	109	230	44	46	25
Bvt	0.48	448	87	110	215	48	36	22
Btv	0.43	93	62	123	231	50	35	24
Bv	0.38	553	55	145	195	47	39	18
C	0.35	120	36	219	210	35	-	-



Abb. 42: Steinhof; Profil B des „ ^{10}Be -depth-profiling“ (s. Abb. 46; Wüthrich 2013)

Tab. 8: Steinhof, Profil B; bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	S	U [%]	T
Sh1	7.5-12.5	47.7	45.5	6.8
Sh2	27.5-32.5	43.7	47.7	8.6
Sh3	57.5-62.5	51.7	40.9	7.5
Sh4	87.5-92.5	60.9	34	5.1
Sh5	118.5-122.5	65	30.6	4.4
Sh6	148.5-152.5	58.1	35.7	6.2
Sh7	188.5-192.5	60.5	33.5	5.9

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
	[wt. %]							
Sh1	2.2	2.9	0.8	0.7	2.5	11.72	73.7	0.67
Sh2	2.3	3	1	0.6	2.9	12.48	72.3	0.68
Sh3	2.4	3.3	1.4	0.6	3.8	14.28	69.7	0.69
Sh4	2.4	3.3	1.4	0.7	3.8	14.15	69.9	0.69
Sh5	2.5	3.3	1.3	0.7	3.5	13.89	70.9	0.68
Sh6	2.3	3.2	1.6	0.7	4.1	14.15	69.9	0.7
Sh7	2.3	3.2	1.6	0.7	4.3	14.17	69.1	0.7

Horizont	¹⁰ Be [Atome/g]	Fehler
Sh1	76900	3900
Sh2	63300	3900
Sh3	35300	3400
Sh4	26700	2700
Sh5	20900	2300
Sh6	25100	3000
Sh7	17100	1900

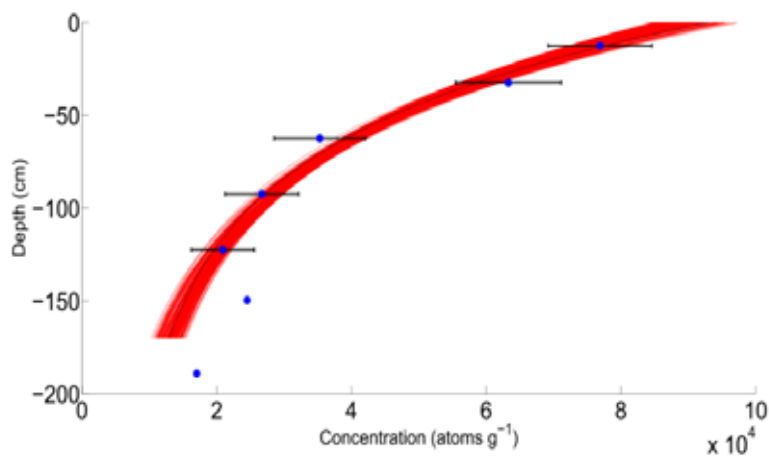


Abb. 43: Steinhof, Profil B; Tiefenprofil der ¹⁰Be - Konzentrationen (Wüthrich 2013).

Standort 8: Kiesgrube Rumendingen



Abb. 44: Rumendingen; Überblick

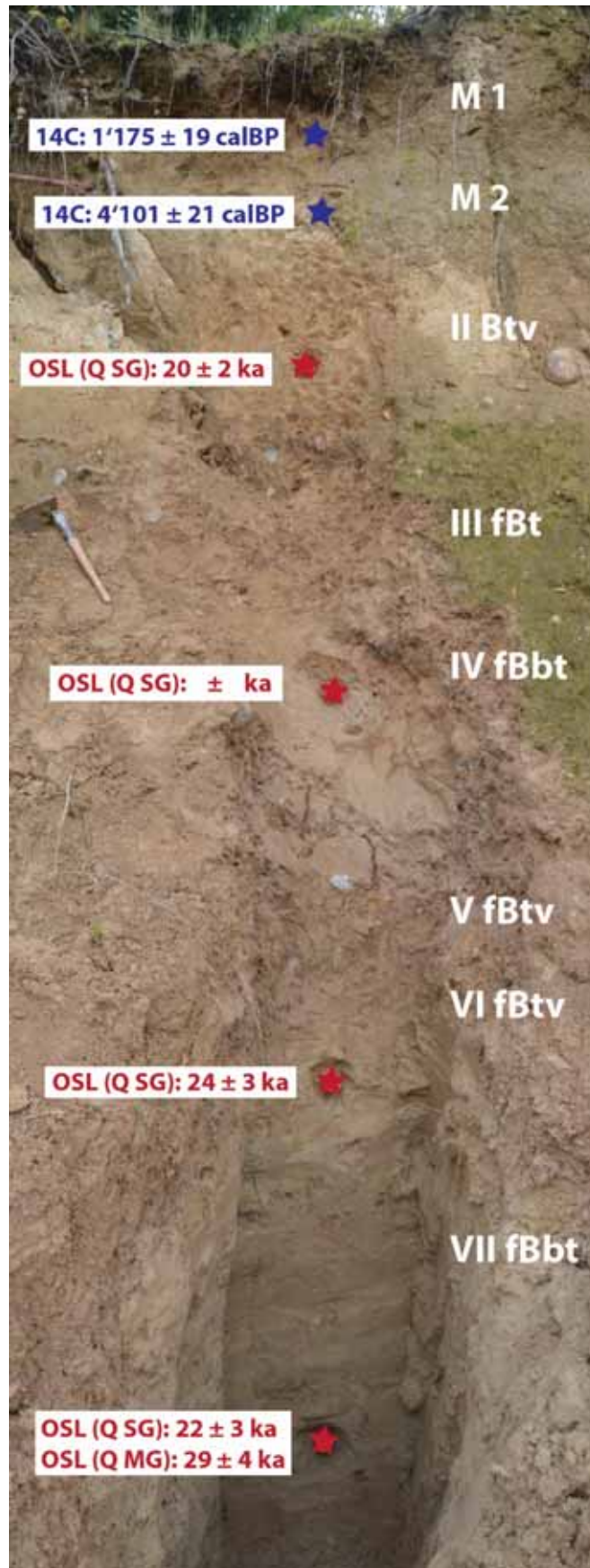


Abb. 45: Rumendingen; holozäne Kolluvien über Btv aus feinkörniger Deckschicht, über fossiler Bänder-Parabraunerde.

Tab. 9: Rumendingen, bodenanalytische Kennwerte

Horizont	Mächtigkeit [cm]	Skelett [%]	pH [CaCl ₂]	CaCO ₃ [%]	Fe _{ox} [mg/g]	Fe _d [mg/g]	Fe _{ox} /Fe _d
M1	0-40	< 5	4.28	-	3.8	4.9	0.78
M2	40-70	< 5	4.27	-	2.7	4.2	0.65
II Btv	70-150	< 5	4.17	-	2.2	8.7	0.25
III fBt	150-210	36	4.35	-	1.7	6.1	0.28
IV fBbt	210-300	< 5	4.49	-	1.0	2.9	0.33
V fBtv	300-330	28	4.36	-	1.3	6.2	0.21
VI Btv	330-350	5	4.43	-	1.0	5.9	0.17
VII fBbt	350-530	9	4.56	-	0.9	3.9	0.23
VIII C	530 +	33	7.87	19	0.4	2.9	0.13

Horizont	gS	mS	fS	gU [%]	mU	fU	T	Bodenart
M1	0.3	16	26	28	5.9	6.8	17	Slu
M2	0.02	6.2	29	31	6.3	8.2	20	Uls
II Btv	0.04	4.8	25	34	8.6	10	17	Uls
III fBt	0.8	17	23	18	7.4	11	22	Slu
IV fBbt	5.5	42	28	11	2.9	3.7	6.5	Su2
V fBtv	2.3	19	18	18	8.8	13	21	Slu
VI Btv	0.4	5.5	18	29	10	14	23	Uls
VII fBbt	4.3	42	25	12	3.1	4.5	8.8	Sl2
VIII C	1.3	24	23	15	6.1	9.5	20	Sl4

Horizont	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	CaO [wt. %]	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CIA
M1	1.6	2.1	1.4	0.5	3.0	13.7	72.7	0.76
M2	1.6	2.2	1.5	0.6	3.1	13.9	72.8	0.76
II Btv	1.5	2.6	2.1	0.6	4.8	15.5	68.1	0.77
III fBt	1.7	2.7	1.8	0.6	3.6	14.5	71.3	0.74
IV fBbt	2.0	2.8	1.2	0.7	2.7	12.5	75.8	0.70
V fBtv	1.8	2.6	1.8	0.7	3.4	13.6	71.0	0.73
VI Btv	1.8	2.6	2.1	0.7	3.7	14.6	71.0	0.74
VII fBbt	1.8	2.8	1.5	0.7	2.7	13.1	74.8	0.71
VIII C	1.5	2.4	1.9	12.9	3.1	11.2	57.3	0.40

Horizont	TiO ₂ [wt. %]	Cr	Zn	Sr	Zr [ppm]	Pb	Ni	Cu
M1	0.42	66	57	94	356	37	20	-
M2	0.46	94	60	97	387	38	-	-
II Btv	0.46	96	76	97	348	43	35	12
III fBt	0.35	66	48	107	215	33	27	-
IV fBbt	0.22	833	27	119	129	42	-	-
V fBtv	0.35	75	50	101	232	36	-	-
VI Btv	0.43	70	52	106	298	35	34	25
VII fBbt	0.28	50	34	123	203	36	24	10
VIII C	0.32	59	40	286	193	39	27	18

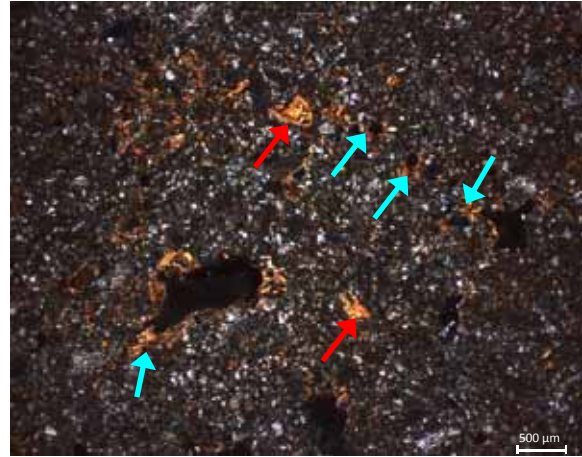


Abb. 46: Rumendingen; Dünnschliff II Btv-Horizont. Rote Pfeile: abgerundete Fragmente von Toncutanen einer früheren Bodenbildung; türkise Pfeile: laminierte Toncutanen an Porenwänden; grüne Pfeile: Mn-Konkretionen; blaue Pfeile: Fe-(hydr)oxide-Überzüge an Toncutanen; orangene Pfeile: organisches Material; gelbe Pfeile: Feinkiese. (links: ein Polarisator, rechts: gekreuzte Polarisatoren).

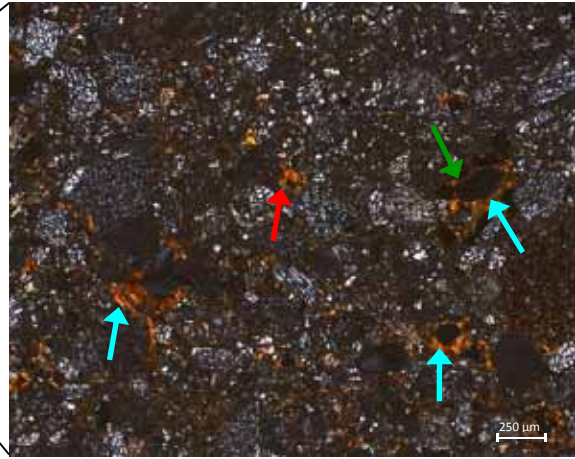
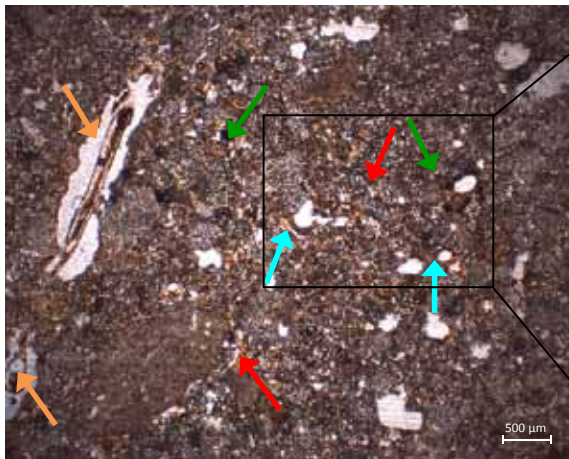


Abb. 47: Rumendingen; Dünnschliff III fBt-Horizont. Erläuterungen wie Abb. 46

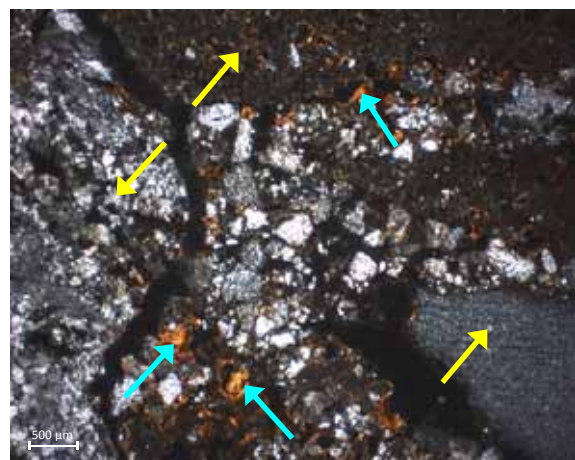
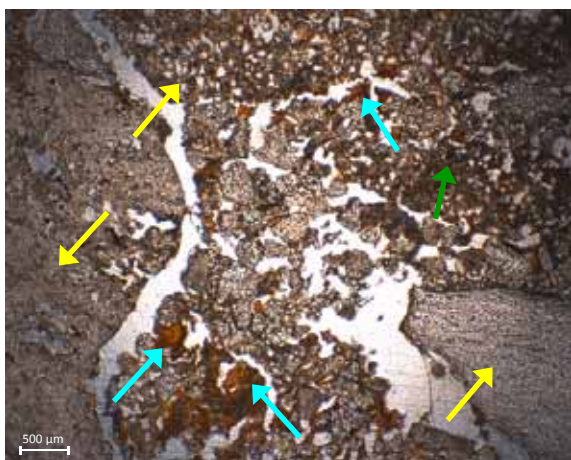


Abb.48: Rumendingen; V fBtv-Horizont. Erläuterungen wie Abb. 46

3. Fazit: 7 Hypothesen zur Bodenbildung im Schweizer Mittelland (Bereich Rhône-Aare-Gletscher)

I.) Die Böden zeigen eine deutliche, altersabhängige Entwicklung (Abb. 49).

Auf würmzeitlichen Ablagerungen finden sich folgende Stadien der Bodenentwicklung:

- Auf Sedimenten des jüngsten Spätglazials (14-11 ka) sind Braunerden entwickelt (auf der Exkursion nicht gezeigt, Standorte sind z.B. die jüngsten pleistozänen Terrassen im Stadtgebiet Bern, wie z.B. auf der Engehalbinsel)
- Auf den Ablagerungen des Bern- bzw. Solothurn-Stadiums (ca. 20 ka) beträgt die Mächtigkeit bis zur Unterkante des Bt- bzw. des Bv-Horizontes (Entkalkungsgrenze) ca. 0,90-1,00 m.
- Ausserhalb davon (Brästenberg-Stadium, bislang vermutetes Alter ca. 25 ka) steigt die Bodenentwicklung (Entkalkung) sprunghaft auf ca. 1,60-1,80 m an.
- Auf Sedimenten mit einem Alter von 30-40 ka (Niederbipp-Vergletscherung?) beträgt die Bodenbildung ca. 3,00 m.

Ausserhalb der Würm-Vergletscherung, werden Bodenmächtigkeiten von > 4m bis zu 8 m erreicht (auf der Exkursion nicht vorgeführt).

Der Anstieg der Bodenmächtigkeit mit dem Alter ist einerseits durch eine Zunahme der oberflächennahen, verspülten/kryogen überprägten, Deckschicht (Ah-, Bv-, Al-, Btv-Horizonte) bedingt. Andererseits nimmt auch die Entwicklung des unterlagernden Bt-Horizontes mit dem Alter der Substrate zu.

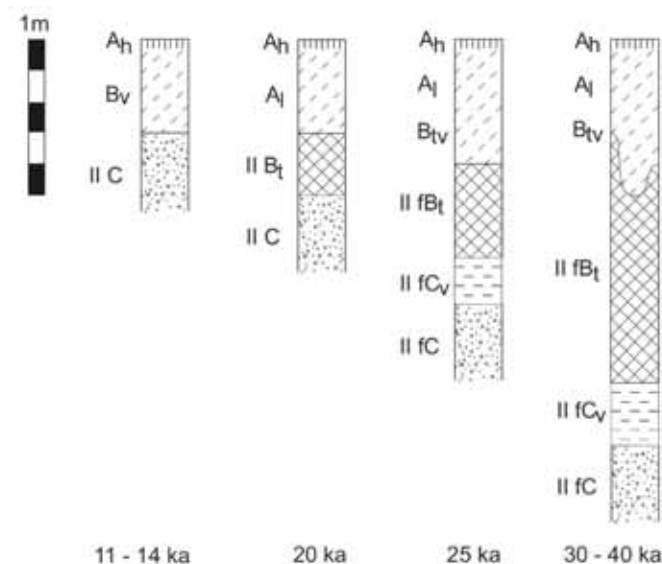


Abb. 49: Schematische Abfolge der Böden, Paläoböden und Sedimente im Schweizer Mittelland im Bereich des Rhône-Aare-Gletschers

II.) Dieses stark schematische Bild kann sich lokal modifizieren und vom generellen Schema abweichen,

a.) wenn durch Erosion die Profile verkürzt sind, oder durch Kolluvien überlagert sind. Im ersteren Fall erscheint die Bodenbildung in Bezug auf das Alter des Ausgangsmaterials als zu gering. Im zweiten Fall können Profile mit mehreren Metern Entkalkungstiefe auch auf den jüngsten Ablagerungen (Bern-, Solothurn-Stadien) auftreten.

b.) wenn eine ältere Moräne mit bereits vorhandenem, gut entwickeltem Bt-Horizont von einer nur geringmächtigen (< 1m) jüngeren Moräne überlagert wird, in der dann wiederum eine Bt-Bildung stattfindet. Damit wird eine zu grosse Mächtigkeit der Bodenbildung nach der jüngsten Ablagerung vorgetäuscht.

III.) Die Böden sind in der Regel mehrschichtig.

Die oberflächennahen Horizonte sind meist in schluffreichen, äolischen/verspülten und häufig kryogen beeinflussten Substraten (Hauptlage) ausgebildet, die ältere glazifluviale oder glazigene Sedimente überlagern.

IV.) Die oberste Deckschicht entspricht in ihrer Ausprägung und Genese der aus Mitteleuropa vielfach beschriebenen „Hauptlage“.

Sie ist aber wesentlich jünger, als für die „Hauptlage“ angenommen wird, die in Deutschland ins Spätglazial (Jüngere Dryas) bzw. ins ausgehende Hochglazial gestellt wird. Wir gehen nicht davon aus, dass die äolische Sedimentation im Frühholozän stattgefunden hat. Vielmehr dürften die OSL-Datierungen die letztmalige Durchmischung der Deckschicht vor 10-8 ka anzeigen. Der Löss selber wurde wahrscheinlich bereits im Hochglazial bis ins Spätglazial hinein abgelagert.

Vor 10-8 ka muss es im Mittelland grossflächig offene Landschaften gegeben haben, um die Verlagerungen (durch Abspülung und/oder Frostdynamik) zu ermöglichen.

Hier gibt es Konflikte zur Pollenanalyse (Haselwälder). Möglicherweise haben häufige Waldbrände zu einer Auflichtung der Vegetation geführt. Ausserdem muss es tiefgründigen winterlichen Bodenfrost gegeben haben (Kryoturbationen). Beides, sowohl die Waldbrände als auch die Frostdynamik, war evtl. durch die grössere, strahlungsbedingte Saisonalität (sehr kalte Winter, warme Sommer, siehe Abb. 15) bedingt. Warm-trockene Sommer kaschieren die niedrigen Wintertemperaturen, die sich nicht in den Pollendiagrammen ausdrücken.

V.) In der Deckschicht sind Ah-, E- und schwache Bvt-Horizonte entwickelt.

Dies reflektiert die holozäne Bodenbildung. Die nur schwache holozäne Tonverlagerung kann entweder durch den bereits im Pleistozän entkalkten Lösslehm erklärt werden (schnelle Versauerung), oder es ist eine Folge der relativ jugendlichen Bodenbildung (jünger als 8 ka) in diesen Deckschichten bzw. eine Kombination beider Effekte.

VI.) Alle gut entwickelten Bt-Horizonte sind reliktsch/fossil und vorwiegend im Pleistozän entstanden, nicht im Holozän! Bei den Parabraunerden des Mittellandes handelt es sich somit überwiegend um „Phäno-Parabraunerden“.

Aufgrund mehrerer Merkmale (Tiefenlage, Überlagerung mit schluffiger Deckschicht, Kryoturbationen die den Bt verwürgen, der also schon vorhanden gewesen sein muss, abgerollte Toncutane in Dünnschliffen, fehlender Bt auf spätglazialer Terrasse etc.) wird angenommen, der Bt war spätestens Ende Spätglazial/ Frühholozän bereits entwickelt. Deshalb wird er als fBt (fossil) bzw. als rBt (reliktsch) bezeichnet.

VII) Entkalkung und Tonverlagerung sind nicht an warmzeitliche, interglaziale Bedingungen (Klima/Vegetation) gebunden.

Einzigste Voraussetzung für diese Prozesse sind relativ stabile Oberflächen, dh. keine Akkumulation (z.B. Löss), kein Abtrag. Entkalkung und Tonverlagerung können offensichtlich auch intensiv unter kaltzeitlichen Verhältnissen auftreten.

4. Quellen

- Ammann, B. (1993): Flora und Vegetation im Paläolithikum und Mesolithikum der Schweiz. – in: Stöckli, E. et al. (Hrsg.): Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter, S. 66-84
- Aitken, M. J. (1998): An Introduction to optical dating. - Oxford, University Press. 267 S.
- Binggeli, V. (1983): Geographie des Oberaargaus. Jahrbuch-Vereinigung Oberaargau, 271 S.
- Bini, A., Buoncristiani, J.-F., Couterrand, S., Ellwagner, D., Felber, M., Florineth, D., Graf, H. R., Keller, O., Kelly, M., Schlüchter, C. & P. Schoeneich (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000. Bundesamt für Landestopographie swisstopo.
- Bitterli, T., Jordi, H.A., Gerber, M.E., Gnägi, C. & H.R. Graf (2011): Blatt 1108 Murgenthal. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25.000, Erläut. 113.
- Burga, C.A. & R. Perret (1998): Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. – Thun (Ott)
- Catt, J.A. (1992): Angewandte Quartärgeologie. – Stuttgart (Enke): 1-358
- Couterrand, S. (2010): Étude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent. Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. - Diss. Geography. Université de Savoie.
- Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U. & P. Reuber (2007): Geographie: Physische Geographie und Humangeographie. Spektrum Akademischer Verlag, 1099 S.
- Geoportal des Kantons Bern (2012): Eiszeitkarte. http://www.map.apps.be.ch/pub/synserver?project=a42pub_lgm&userprofile=geo&language=de. 2015-06-10.
- Gerber, E. (1955): Ergebnisse glazialgeologischer Studien nordöstlich von Bern. – Mitt. Naturf. Ges. Bern, 12: 3-21
- Gerber M.E. & J. Wanner (1984): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000 Blatt 1128 Langenthal, Karte und Erläuterungen. Hrsg.: Schweizerische Geologische Kommission.
- Isarin, R.F.B. (1997): Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas. – Permafrost and Periglacial Processes, 8: 313-333.
- Ivy-Ochs, S., Schäfer, J., Kubik, P. W., Synal, H.-A. & Schlüchter, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 97: 47-55.
- Jöris, O., M. Street & F. Sirocko (2012a): Siedlungsleere – das Kältemaximum der letzten Kaltzeit. – in: Sirocko, F. (Hrsg.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert; Wiss. Buchges. Darmstadt, S. 83-87
- Jöris, O., M. Street & F. Sirocko (2012b): Als der Norden plötzlich wärmer wurde. - in: Sirocko, F. (Hrsg.): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert; Wiss. Buchges. Darmstadt, S. 93-99
- Kösel, M. (1996): Der Einfluss von Relief und periglazialen Deckschichten auf die Bodenausbildung im mittleren Rheingletschergebiet von Oberschwaben. – Tüb. Geow. Arb., D1: 1-147
- Kösel, M. (2014): Süddeutsches Vereisungsgebiet. – in: Handbuch der Bodenkunde, 39. Erg. Lfg. 01/14, Kap. 4.5.3.3.2, 18 S.

- Kühn, P. & M. Kösel (2000): Spätglaziale Boden- und Substratgenese: Mikromorphologisch-stratigraphische Befunde aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – Trierer Bodenkundl. Schr., 1: 51-57.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B. (2004): A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. - *Astronomy and Astrophysics*, 428: 261–285
- Ledermann, H. (1977): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1127 Solothurn. Hrsg.: Schweizerische Geologische Kommission.
- Ledermann, H. (1978): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 1127 Solothurn Erläuterungen. Hrsg.: Schweizerische Geologische Kommission.
- Maisch, M. (2004): Gletscher im Brennpunkt des Klimawandels. In: Zängl. W. und Hamberger S., 2004: Gletscher im Treibhaus. Tecklenborg Verlag, Steinfurt, S. 204-214 (Abb. 1 auf Seite 205).
- Meszner, S. Fuchs, M. & D. Faust (2011): Loess-Palaeosol-Sequences from the loess area of Saxony (Germany). *Quaternary Science Journal*, 60 (1): 47-65.
- Nesbitt, H. W. & G. M. Young (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry to lutites. *Nature*, 199: 715-717.
- Nussbaum, F. (1911): Das Endmoränengebiet des Rhonegletschers von Wangen an der Aare. – *Mitt. Naturf. Ges. Bern*, 141-168
- Preusser, F., Ramseyer, K., Schlüchter, C. (2006): Characterisation of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. - *Radiation Measurements* 41, 871-877
- Preusser et al. (2007): Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. - *Boreas*, 36: 130-142
- Preusser, F., H.R. Graf, O. Keller, E. Krayss & C. Schlüchter (2011): Quaternary glaciation history of northern Switzerland. – *Quat. Sc. Journal*, 60 (2-3): 282-305.
- Richoz, I & J.N. Haas (1995): Flora und Vegetation im Schweizer Mittelland und im Jura. – in: Stöckli, E. et al. (Hrsg.): Die Schweiz vom Paläolithikum bis zum frühen Mittelalter, Bd. 2, Neolithikum, S. 59-72
- Schlüchter, C. (1976): Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretals südlich von Bern (Stratigraphie, Sedimentologie, Paläontologie). – *Beitr. zur Geol Karte der Schweiz, NF*, 148: 3-117
- Schmincke, H.-U. (2000): Vulkanismus. – *Wiss. Buchgesellschaft Darmstadt*, 264 S.
- Veit, H. (2002): Die Alpen: Geoökologie und Landschaftsentwicklung. Eugen Ulmer, Stuttgart, 352 S.
- Wegmüller, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Napfvorlandes. - *Denkschr. Schweiz. Akad. Naturw.*, 102: 82 S
- Welten, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. - *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N.F.*, 162: 174 S.
- Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. & Svensson, A. (2010): Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. – *Quat. Sc. Rev.*, 29: 2828-2838
- Wüthrich, L. (2013): Dating glacial deposits in the western Swiss lowlands using cosmogenic ¹⁰Be. - Masterarbeit. ETH Zürich.

Zimmermann, H. W. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland. - Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 21

Zimmermann, H. W. (1969): Zur Landschaftsgeschichte des Oberaargaus. – Jb. des Oberaargaus 1969, S. 25-55