

Die Höheren Deckenschotter von Albis, Uetliberg und Heitersberg

Autor(en): **Graf, Hans Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Swiss bulletin für angewandte Geologie = Swiss bulletin pour la géologie appliquée = Swiss bulletin per la geologia applicata = Swiss bulletin for applied geology**

Band (Jahr): **24 (2019)**

Heft 2

PDF erstellt am: **23.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-869529>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Die Höheren Deckenschotter von Albis, Uetliberg und Heitersberg

Hans Rudolf Graf¹

Zusammenfassung

Die von ihrer morphostratigraphischen Position her bisher als Höhere Deckenschotter gedeuteten Ablagerungen vom Albisgebiet, vom Uetliberg und vom Gebiet Heitersberg bis Hinterhau wurden anhand von Profilaufnahmen, sedimentpetrographischen sowie paläomagnetischen Analysen neu untersucht. Bereits von früheren Autoren wurde zum Teil eine lithostratigraphische Untergliederung der Ablagerungen beschrieben, welche mit den neuen Untersuchungen bestätigt und erweitert werden konnte. Die ältesten Ablagerungen, welche – wo vorhanden – die tiefsten Anteile der aufgenommenen Profile einnehmen, gehören gemäss den festgestellten Leitgesteinen dem Reuss-System an, während die darüber liegenden Einheiten vom Linth-Rhein-System abgelagert wurden. Insgesamt konnten drei Geröllfazies unterschieden werden, indem sich bei den Ablagerungen des Linth-Rhein-Systems eine auffällig dolomitreiche Fazies von den restlichen Vorkommen abhebt. Die ehemalige Reuss-Rinne führte, von Westen herkommend, über das Albis-Gebiet und den Bereich der heutigen Stadt Zürich zum Heitersberg-Gebiet. Später verdrängte das Linth-Rhein-System die Reuss und hinterliess die in den Profilen höher liegenden Ablagerungen im Albis- und Heitersberg-Gebiet sowie die Sedimente vom Uetliberg. Letztere stellen nach den vorliegenden Untersuchungen, zusammen mit einem Schotterrelikt bei Annaburg, eine einst über 100 m mächtige Abfolge dar, wobei der Uetliberg-Till vermutlich den grössten Teil davon einnimmt. Die Uto-Schotter sind in diesem Zusammenhang als randglaziale Schotter zu interpretieren. Die Ergebnisse der paläomagnetischen Analysen lassen auf eine Entstehung der untersuchten Ablagerungen in der Matuyama-Epoche im Bereich des Olduvai-Events schliessen.

1 Einleitung

1.1 Vorbemerkungen

Im Band 23/2 dieser Zeitschrift ist ein Artikel publiziert worden (Graf & Burkhalter 2018), worin ein Ansatz zur Ausscheidung und Nomenklatur eiszeitlicher Ablagerungen vorgestellt wurde, welcher den aktuell für die Schweiz gültigen Grundsätzen folgt (Remane et al. 2005). In diesem Sinn soll die vorliegende Arbeit ein Anwendungsbeispiel sein.

Die in dieser Arbeit beschriebenen Untersuchungen wurden in den späten 1990er Jahren durchgeführt. Der ursprüngliche Anlass war die geologische Aufnahme der Blätter Nr. 1111 Albis (Gubler 2009) und 1070 Baden (Graf et al. 2006) des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000. Zur Abrundung des Themas wurden vom Autor die Höheren Deckenschotter auf den Blättern Nr. 90 Zürich (Pavoni et al. 1992) und Nr. 50 Wohlen (Jäckli 1966) zusätzlich untersucht. Dementsprechend war es ursprünglich vorgesehen, die Resultate in einer gemeinsamen Publikation von Graf und Gubler zu präsentieren. Aus verschiedenen Gründen ist es aber bisher nicht dazu gekommen. Die Höheren Deckenschotter des Gebietes um den Albispass wurden von Thomas Gubler in den Erläuterungen zum Atlasblatt in relativ geraffter Form beschrieben (Gubler 2009). Die von ihm ausgeführten detaillierten lithostratigraphischen Aufnahmen wurden bisher nicht veröffentlicht. Das soll ihm auch weiterhin für eine eventuelle spätere Publikation vorbehalten bleiben. In dieser Arbeit werden in diesem Sinn lediglich die vom Autor selbst im Gebiet von Blatt Albis ausgeführten Arbeiten präsentiert.

¹ Dorfstrasse 40, 8214 Gächlingen

1.2 Historisches

In der Erforschung des schweizerischen Eiszeitalters spielte der Uetliberg bei Zürich insofern eine grosse Rolle, als hier zum ersten Mal nachgewiesen werden konnte, dass es sich bei der damals noch als «Löcherige Nagelfluh» oder «Uto-Konglomerat» bezeichneten Ablagerung um eine eiszeitliche Bildung handelt, weil sie unterhalb von Uto-Kulm einer Moräne auflagert (Escher von der Linth, 1869; Heim, 1891). Mit der umfassenden Bearbeitung der eiszeitlichen Bildungen des nordalpinen Vorlandes durch Penck & Brückner (1901-09) wurde die Löcherige Nagelfluh des Uetlibergs – zusammen mit zahlreichen äquivalenten Vorkommen – den Höheren Deckenschottern zugeordnet. Diese korrelierten die Autoren im Rahmen ihrer vierstufigen Eiszeitgliederung mit den Ablagerungen der damals ältesten, im süddeutschen Vergletscherungsgebiet identifizierten Eiszeit, der Günz-Eiszeit.

Seither wurden zahlreiche Kenntnisse über das Eiszeitalter gewonnen, sowohl im Alpenvorland als auch global, weshalb heute von einer wesentlich grösseren Zahl alpiner Vereisungen ausgegangen wird (z.B. Preusser et al. 2011, Ellwanger et al. 2011). Eine Neuuntersuchung der Deckenschotter der zentralen Nordschweiz (Graf 1993) zeigte auf, dass die bisherige Korrelation mit den Günz-Ablagerungen zugunsten eines lokalen Ansatzes aufgegeben werden muss. So gibt es klare Belege dafür, dass die - nach wie vor aufrecht zu erhaltende - morphostratigraphische Einheit «Höhere Deckenschotter» lithostratigraphisch in mindestens vier Einheiten zu gliedern ist. Einander vertikal überlagernde Schüttungen von fluvioglazialen Schottern werden von Verwitterungshorizonten getrennt, was für ihre Entstehungszeit auf mindestens vier durch Warmphasen getrennte Vergletscherungen schliessen lässt. Vorkommen von Gletschersedimenten bezeugen ausserdem, dass die alpinen Gletscher im entsprechenden Zeitraum mindestens zwei

Mal weit ins Alpenvorland vorgedrungen sind (Graf 1993).

Das Alter dieser Einheiten konnte anhand einer Kleinsäugerfauna aus den Höheren Deckenschottern des Irchels grob abgesteckt werden. Sie wurde der Säugereinheit MN17 (Villaneum) zugeordnet (Bolliger et al. 1996, Cuenca-Bescòs 2015), was einem Alter von 1.8 bis 2.5 Millionen Jahren entspricht. Cuenca-Bescòs (2015) meint sogar, die Irchel-Fauna in den jüngsten Abschnitt von MN17 stellen zu können, was das Alter auf 1.8 bis 2.0 Millionen Jahre einengen würde. Dies wiederum würde mit der Interpretation der paläomagnetischen Daten an der Fundstelle übereinstimmen, wonach diese gemäss (Graf 1993) dem Olduvai-Event der Jaramillo-Epoche angehören könnte.

In den letzten Jahren wurden im Rahmen der Entwicklung von auf kosmogenen Nukliden basierenden Datierungsmethoden aus Aufschlüssen Höherer Deckenschotter erste vielversprechende Resultate gewonnen. Sie lassen darauf schliessen, dass die Alter der untersuchten Lokalitäten im Bereich von 1-2 Millionen Jahren liegen dürften und somit in etwa auf denselben Altersbereich wie die Säugetierfauna hinweisen (Claude 2016, Akçar et al. 2014).

Die hier präsentierte Neubearbeitung der Deckenschotter von Albis, Uetliberg und Heitersberg dient in diesem Kontext dazu, aus lithostratigraphischer Sicht zu überprüfen, ob ihre morphostratigraphische Einstufung als Höhere Deckenschotter auch aus heutiger Sicht plausibel ist.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Geographische Lage

Untersucht wurden die Höheren Deckenschotter des etwa SE-NW verlaufenden Höhenzugs zwischen Limmattal und Reusstal. Es handelt sich um die Vorkommen des Albisgrates (Albishorn bis Albisboden), des Uetlibergs sowie des Gebiets Heitersberg-Hinterhau (vgl. Fig. 1). Dabei wird das Heitersberg-Gebiet durch die Einschnitte von Reppischtal und Mutschellen vom Albis-Uetliberg-Rücken abgetrennt. Die Vorkommen der drei Gebiete werden nachfolgend separat besprochen (Kapitel 4), um dann zusammenfassend interpretiert zu werden (Kapitel 5).

2.2 Geologischer Kontext

Dass die einzelnen Relikte von Höheren Deckenschottern in der gesamten Nordschweiz nicht zusammenhängen, liegt zwar auch an späteren Erosionsvorgängen (Zerschneidung infolge fortschreitender Eintiefung der Alpenvorlandflüsse), jedoch wurden sie schon

primär in voneinander getrennten Rinnen abgelagert - als Talfüllungen eines morphologisch noch wenig akzentuierten regionalen Entwässerungsnetzes (Graf 1993).

Die untersuchten Deckenschotter liegen im Kuppenbereich der Molassehöhen zwischen Reuss- und Limmattal. Im Süden überlagern sie die Schichten der Oberen Süsswassermolasse, während ganz im Norden die Schichten der Oberen Meeresmolasse ihre Unterlage bilden. Sie werden durch jüngere glazigene Ablagerungen überlagert, welche speziell auf dem Heitersberg sehr mächtig sein können. Diese wurden bisher zur sogenannten «Grössten Vergletscherung» gestellt. Heute werden sie etwas genereller dem Mittelpleistozän zugeordnet, da für diesen Zeitraum von mehreren grossen Vereisungsphasen ausgegangen werden muss (z.B. Graf 2009a, Preusser et al. 2011). Die Ablagerungen der letzten Eiszeit erreichten die Höheren Deckenschotter höhenmässig nicht. Die entsprechenden Moränen sind in den Hängen sowohl auf Limmat- wie Reusstalseite deut-

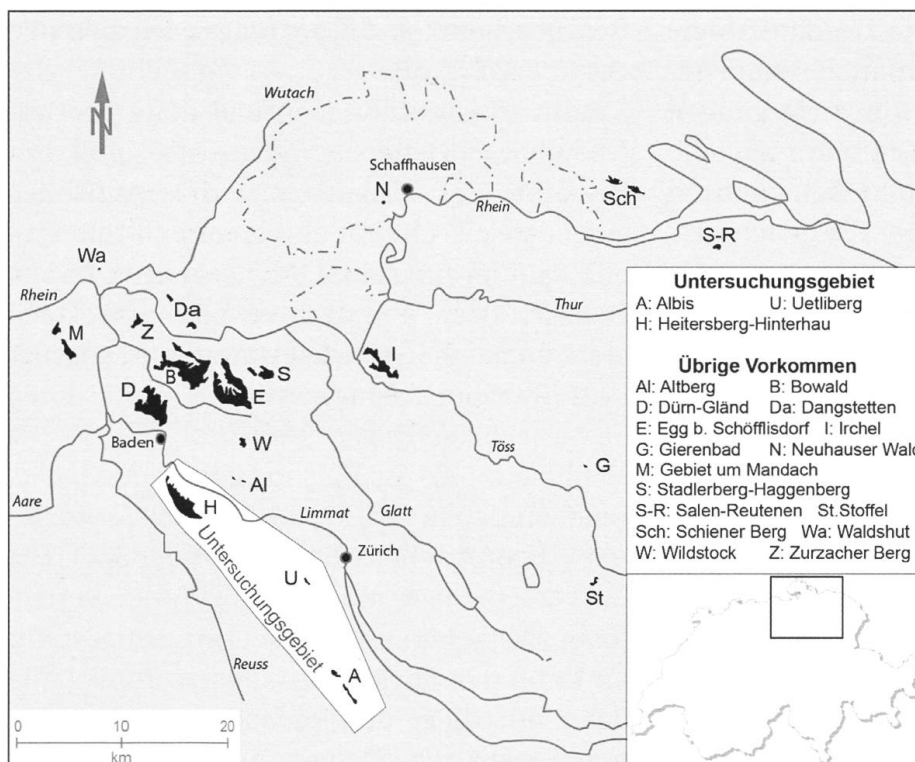


Fig. 1: Lage des Untersuchungsgebietes, Verbreitung von Höheren Deckenschottern in der Nordschweiz.

lich ausgebildet (vgl. Gubler 2009, Pavoni et al. 2000, Jäckli 1966, Graf et al. 2006).

3 Methodik

3.1 Sedimentpetrographie

3.1.1 Grundsätzliches

Die Vergesellschaftung von Gesteins- bzw. Mineralgruppen in einem eiszeitlichen Lockergestein ist Ausdruck einer komplexen Abfolge von Erosions-, Ab- und Umlagerungsprozessen. Ein beobachtetes Gesteins- (oder Mineral-) Spektrum geht auf eine Mischung von Gesteinen aus verschiedenen Bereichen des Einzugsgebietes (z.B.) eines Gletschersystems zurück. Dabei spielen sowohl die Gesteine primärer Herkunft (aus ihrer ursprünglichen Formation stammend) als auch die aus älteren klastischen Ablagerungen aufgearbeiteten Komponenten eine Rolle. Ein genetisches, erdgeschichtliches Verständnis von Geröll- oder Mineralvergesellschaftungen in quartären Ablagerungen kann daher nur über die Berücksichtigung des gesamten Spektrums erreicht werden. Dabei ist es nicht möglich, für einzelne Gerölle oder Mineralkörner festzustellen, welche Geschichte sie aufweisen. Für einen bestimmten Sedimentkörper hingegen kann davon ausgegangen werden, dass das Material an unterschiedlichen Lokalitäten die gleiche Geschichte hat und somit mehr oder weniger die gleiche anteilmässige Zusammensetzung von Geröll- oder Schwermineralen aufweist. Auf diesen Grundsätzen basiert die statistische Auswertung von sedimentpetrographischen Daten, wie sie in der vorliegenden Arbeit angewendet wurde.

3.1.2 Geröllfraktion

Den untersuchten Ablagerungen wurden insgesamt 41 Geröllproben von je 100 Geröllen entnommen und gezählt - gemäss dem in

Graf (2009) beschriebenen Vorgehen. Die seltenen als Gerölle vorkommenden Gesteine, insbesondere die als Leitgesteine bekannten, wurden mittels Sichtung der gesamten Aufschlüsse erfasst (soweit trotz Versinterung möglich) und den Geröllproben zugeordnet. Die Zählresultate der Proben sind in Anhang 1 aufgelistet. Die Gruppierung der Gesteine wurde nach petrographischen Gesichtspunkten vorgenommen:

- A: dunkelgraue, alpine Kalke
- B: schwarze alpine Kalke
- C: kieselige, alpine Kalke
- D: übrige alpine Kalke
- F: alpine Dolomite
- G: subalpine Molasse
- H1: mittelländische Molasse
- H2: übrige alpine Sandsteine
- I: Quarzite (inkl. Sernifite, (inkl. Sernifite, Melser Sandstein)
- K: Gangquarze
- Kl: Hornsteine, Radiolarite
- M: Helle Granite, Gneise und Schiefer
- N1: übriges Kristallin

3.1.3 Sandfraktion

Den bearbeiteten Ablagerungen wurden insgesamt 24 Proben zur Untersuchung der Sandfraktion entnommen und in der in Graf (1993) beschriebenen Weise aufbereitet. Die Resultate der Zählungen sind in Anhang 2 aufgelistet. Frühere Schwermineral-Untersuchungen an quartären Ablagerungen haben gezeigt, dass die Schwermineralspektren stark vom unmittelbaren Untergrund geprägt sind, was in der Nordschweiz in erster Linie Molasseablagerungen bedeutet (Gasser & Nabholz 1969). Auf diesen Grundlagen basierend wurden in Graf (1993, 2009) die erwarteten (theoretischen) Schwermineralspektren für verschiedene in der Nordschweiz vertretene Gletschersysteme zusammengestellt. Im Untersuchungsgebiet sind in erster Linie das Linth-Rhein- und Reussgletscher-System von Bedeutung. Demnach wären folgende

qualitative Verteilungen bei den häufigsten Schwermineralien zu erwarten:

Linth-Rhein-Gletscher	Mässig Granat (< 100% aller Schwermineralien), viel Epidot, mässig Hornblende
Reuss-Gletscher	Viel Epidot, wenig Granat, viel Hornblende

3.1.4 Auswertung mittels multivariater Statistik

Um die Identifikation von genetisch zusammengehörigen Schotterkörpern mittels Geröll- und Schwermineralzählungen und damit die petrographische Korrelation von einzelnen Schottervorkommen möglichst objektiv vorzunehmen, wurden Methoden der multivariaten Statistik angewendet. Diese bieten die Möglichkeit einer Einteilung von grossen Mengen quantitativer Daten in bestimmte Gruppen, wobei selbst Variablen (Geröllklassen, Schwermineralien) mit generell geringer Individuenzahl berücksichtigt werden. Dadurch ist es möglich, eine objektivere Einteilung des Probenmaterials zu erzielen, als mit einer rein visuellen Durchsicht oder dem quantitativen Vergleich einzelner bzw. weniger Variablen (z.B. «Kristallingehalt») erreicht werden kann.

Zunächst wurde jeweils eine Cluster-Analyse ausgeführt. Das Resultat dieser Klassierungsmethode wird in Form eines Dendrogrammes dargestellt (vgl. z.B. Fig. 13), welches den «Verwandtschaftsgrad» der einzelnen Proben untereinander darstellt. Für die vorliegende Arbeit wurde die Clusterung nach Ward (1963) gewählt. Die Qualität dieser Analysenmethode kann durch Proben mit stark variierenden Parameterwerten beeinträchtigt werden (z.B. Lokalmaterial, Molasse), welche deshalb vor dem Rechendurchgang aus dem Datensatz eliminiert und nach anderen Gesichtspunkten interpretiert werden müssen (SAS User's Guide 1982).

Der Nachteil der Cluster-Analyse ist, dass stets diskrete Gruppen ausgeschieden und graduelle Zusammenhänge wenig klar dargestellt werden. Aus diesem Grund wurde eine ergänzende Ordinationsmethode, die Hauptkomponenten-Analyse angewendet. Deren Ergebnis wird mit Punktwolken dargestellt, welche auch Überschneidungen von verschiedenen Probengruppen erkennbar machen und so die Cluster-Analyse ergänzen. Grafisch dargestellt werden normalerweise die erste und zweite Hauptkomponente. Häufig zeigt aber die erste Hauptkomponente nur wenig Varianz, so dass die graphische Gliederung undeutlich ist. In diesem Fall werden die zweite und dritte Hauptkomponente dargestellt (vgl. Fig. 14).

Bei der Komplexität der geologischen Verhältnisse der einst im Untersuchungsgebiet wirkenden Gletschersysteme beruht die definitive Interpretation der Daten auf einem iterativen Vorgang, in den neben den statistischen Auswertungen auch weitere Aspekte (Leitgesteine, geographische Herkunft der Proben, lithostratigraphische Befunde etc.) einfließen.

3.2 Ermittlung von Paläoströmungsrichtungen

Die Richtung der Paläoströmung der untersuchten Schotter wurde anhand von Dachziegelschichtungen («imbrication») von jeweils ca. 30-40 flachen Geröllen ermittelt. Dabei weist die Neigung der flachen Seite der Gerölle entgegen der ehemaligen Fließrichtung (z.B. Rust 1972). Innerhalb eines Flusssystems schwankt die Gerölleinregelung lokal um die generelle Fließrichtung des Flusses, welche dem Verlauf seiner Rinne entspricht. In fluvioglazialen Schottern, wie sie die Höheren Deckenschotter überwiegend darstellen (Braided River vom Scott River-Typ nach Miall 1978), schwankt diese Richtung relativ wenig, weil die einzelnen Teilrinnen von solchen Systemen nur wenig gewunden sind («low sinuosity»). Jedoch wurde von Graf

(1993) festgestellt, dass die Einregelungen in den basalen Einheiten der Höheren Deckenschotter deutlich stärker variieren, was ein Hinweis auf eine abweichende Ablagerungsdynamik bei der Bildung der entsprechenden Schotter sein könnte.

3.3 Paläomagnetik

Insgesamt vier Vorkommen von feinkörnigen (tonig-siltigen bis feinsandigen) Sedimenten innerhalb der untersuchten Deckenschotter-Profile wurden mit dem Stechapparat des Geomagnetik-Labors der ETH Zürich beprobt und auf ihre remanente Magnetisierung untersucht. Die Beschreibung der Profile und der Resultate der Messungen finden sich im Kapitel 4. Es wurden pro Materialentnahme jeweils zwei Proben gezogen (A- und B-Proben). Diese wurden schrittweise thermisch oder im Wechselfeld entmagnetisiert. Details zu Probenahme und Messung sind Graf (1993) zu entnehmen. Das Ziel der Untersuchungen war, anhand der Messresultate, von jeweils mehreren Proben eines Aufschlusses die «gültige» Magnetisierung des untersuchten Sedimentkörpers zu ermitteln. Im Wesentlichen geht es darum, zu erkennen, ob eine Sedimentschicht eine normal polarisierte oder eine reverse Magnetisierung aufweist. Gelegentlich können anhand der Entmagnetisierungskurve sekundäre Magnetisierungskomponenten anderer Polarität als die Primäre erkannt werden, was Hinweise auf die Magnetisierungsgeschichte der untersuchten Sedimente geben kann. Weiter kann aus dem Entmagnetisierungsverhalten der einzelnen Proben, z.B. aus der Temperatur, bei welcher die vorhandene Magnetisierung vollständig entfernt wird, auf das Trägermineral der Magnetisierung und auf die Art der magnetischen Remanenz geschlossen werden (Soffel 1991).

Wie bereits bei früheren Untersuchungen an Material aus Höheren Deckenschottern der Nordschweiz wurde auch bei den vorliegen-

den Proben festgestellt, dass die Intensität der remanenten Magnetisierung relativ schwach und die Richtungen eher schlecht definiert sind. Das heisst, die Werte für Inklination und Deklination schwanken allgemein recht stark, und für die Inklination wurden z.T. sehr tiefe (flache) Werte gemessen. Es muss vorläufig offen bleiben, worin der Grund für diese Eigenheiten liegt (vgl. Diskussion in Graf 1993).

4 Untersuchte Teilgebiete

4.1 Albis

4.1.1 Felsmorphologie

Nach Gubler (2009) liegen die Sedimente der Höheren Deckenschotter zwischen Albishorn und Schnabel in einer um mindestens 60 m in die Molasse eingetieften, rund 2-3 km breiten Rinne (Fig. 2). Ihr Verlauf kann wegen der be-

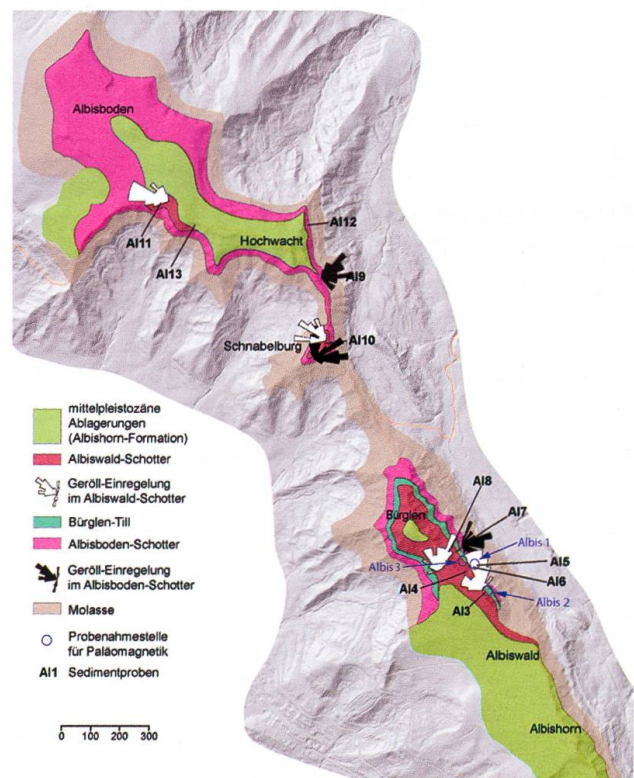


Fig. 2: Verbreitung der Deckenschotter im Albis-Gebiet, Probenahmestellen für Sedimentpetrographie und Paläomagnetik, Paläoströmungsrichtungen in den Schottereinheiten (Relief: GIS-Browser Kt. Zürich, Geologie: Geologischer Datenviewer Swisstopo, lokal angepasst).

schränkten Aufschlussverhältnisse nicht genauer angegeben werden. Im Süden wird ihr vermutlicher Randbereich von jüngeren Ablagerungen überdeckt, während ihr Nordrand wohl im Bereich des heutigen Albispasses zu vermuten wäre und demnach erodiert ist.

4.1.2 Lithostratigraphie

Die Höheren Deckenschotter zwischen Albispass und Albishorn wurden schon von Aeppli (1894) und Frei (1912) bearbeitet. Sie stellten eine lithostratigraphische Gliederung fest, welche von Gubler (2009) bestätigt und im Detail ausgearbeitet wurde. In Figur 2 sind die geologischen Verhältnisse dementsprechend dargestellt. Demnach folgt auf der aus oberer Süsswassermolasse bestehenden Felsunterlage ein 20 bis 30 m mächtiger glazifluvialer Schotter (in der vorliegenden Arbeit als «Albisboden-Schotter» bezeichnet), der auf Grund der darin enthaltenen Leitgesteine (u.a. Windgällen-Porphyr) dem Reussgletschersystem zuzuordnen ist. Leitgesteine des Linth-Rheingletschersystems (z.B. Glarner Verruccano bzw. «Sernifit») fehlen. An der Basis des Schotters kommen grosse Blöcke vor, mit Durchmessern bis 2.5 m (ca. 2'683'410 / 1'234'510, ca. 840 m ü.M.). Im unteren Abschnitt des Schotterkörpers sind mehrere Linsen feinkörniger Sedimente eingeschaltet, die Schneckenschalen enthalten. Gegen oben werden die Schotter grobkörniger, sind reich an aufgearbeitetem Molassematerial und enden mit einer rund drei Meter mächtigen Blocklage. Die Geröll-einregelungen deuten auf eine Schüttung der Schotter von SW nach NE hin.

Mit einer Diskordanz überlagert eine Gletscherablagerung (hier als «Bürglen-Till» bezeichnet) den Albisboden-Schotter. Es handelt sich um einen rund 12 m mächtigen, grauen Diamikt mit zahlreichen gekritzten Geschieben sowie Blöcken bis Findlingsgrösse. Über eine längere Strecke trägt der Bürglen-Till eine Stillwasserablagerung, die eine

pedogene Überprägung aufweist. Abschnittsweise handelt es sich um einen organischen Boden, während die Verwitterungsschicht seitlich davon vom Typus her als reliktscher Pseudogley gedeutet werden kann.

Darüber folgt ein rund 30 Meter mächtiger glazifluvialer Schotter, welcher nahe am ehemaligen Gletscherrand entstanden sein dürfte, denn er weist wiederholt Einschaltungen von moränenartigen Sedimenten sowie Stillwasser- und Schlammstromablagerungen auf. Diesem Gesteinspaket - hier als «Albiswald-Schotter» bezeichnet - fehlen Leitgesteine des Reussgletschersystems, Glarner Verruccano und Gesteine der ostalpinen Decken sind hingegen deutlich vertreten (Gubler 2009). Demnach kann der Albiswald-Schotter dem Linth-Rheingletschersystem zugeordnet werden. Die Einregelung der Gerölle zeigt eine Schüttung von SE nach NW an.

Im Bereich des Albishorns wird die beschriebene Abfolge von einem Komplex aus Gletschersedimenten und eisrandnah abgelagerten Schottern überlagert (hier als «Albishorn-Formation» bezeichnet), die Gubler (2009) dem mittleren Pleistozän zuordnete.

4.1.3 Paläomagnetik

Profil Albis 1, Feinsandlinsen in Albisboden-Schotter

Beprobt wurden die oben erwähnten, im unteren, relativ sandreichen Abschnitt der Albisboden-Schotter vorkommenden, jeweils rund 20 cm mächtigen siltigen Feinsandlinsen (2'683'375 / 1'234'525, ca. 850 m ü.M., vgl. Fig. 2). Diese Linsen (vgl. Tab. 1) sind sicher in situ entstanden, weisen im oberen Teil aber gewisse Sedimentdeformationen auf, die vermutlich auf den Ablagerungsmechanismus der überlagernden Schotterlagen zurückzuführen sind. Im Sediment kommen wenige Reste von Schneckenschalen vor; eine pedogene Überprägung war nicht erkennbar.

Lithologie	Tiefe unter OK Profil	Probe	Orientierung / Neigung der Probe
sandiger Schotter			
tonig-siltige Feinsande, beige	-5 cm	C1A/B	254 / 7
	-20 cm	C2A/B	260 / -5
2 m sandiger Schotter			
tonig-siltige Feinsande, beige	-10 cm	C3A/B	165 / 9
6 m sandiger Schotter			
tonig-siltige Feinsande, beige	-5 cm	C4A/B	281 / -3
	-10 cm	C5A/B	287 / -14
	-20 cm	C6A/B	285 / -15

Tab. 1: Lithologie und Probenahmedaten vom Paläomagnetikprofil Albis 1.

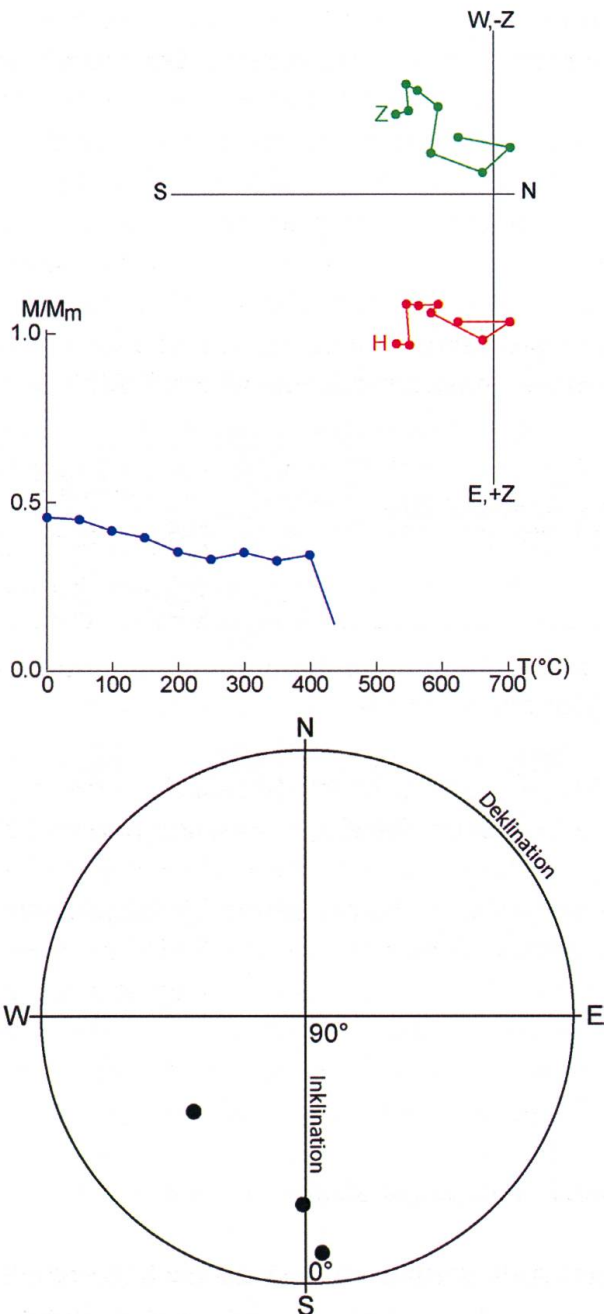


Fig. 3: oben: Zijderveld-Diagramm der thermischen Entmagnetisierung von Probe C2A (H: Horizontal-Komponente, Z: Vertikal-Komponente). Mitte: Intensitätsdiagramm von C2A; unten: Orientierung der remanenten Magnetisierung der Proben von Profil Albis 1.

Die A-Proben wurden thermisch entmagnetisiert wobei die Magnetisierung bei rund 400 °C abgebaut war. Nur drei der Proben wiesen eine einigermaßen stabile Magnetisierung auf, welche eine Identifikation der Polarität ermöglichte. Die so festgestellte Magnetisierung war jeweils revers (Fig. 3) mit relativ flachen Inklinationen. Es dürfte sich um eine sedimentäre remanente Magnetisierung handeln. Wahrscheinlich wurden die untersuchten Feinsand-Linsen in einer Zeit reverser Magnetisierung abgelagert.

Profil Albis 2, organischer Boden über Bürglen-Till

Beim Profil Albis 2 (Tab. 2) handelt es sich um eine tonig-siltig-feinsandige Lage im Hangenden des Bürglen-Tills, welche wegen des hohen Gehalts an organischem Material von dunkelbrauner Farbe ist (Fig. 4). Der obere Teil des Profils (2'683'430 / 1'234'450, ca. 875 m ü.M., vgl. Fig. 2) ist praktisch frei von Geröllen, Beim Schlämmen tauchte aber ein gewisser Feinkiesanteil auf. Die obersten ca. 40 cm (tonige Silte mit wenig Sand, reich an organischem Material) scheinen Schrägschichtungen aufzuweisen, während das Sediment gegen unten sandiger wird und keine Strukturen mehr erkennbar sind. Der basale Teil des Profils liegt bereits im Bürglen-Till, welcher grünlich verfärbt ist (reduzierende Verhältnisse unterhalb eines wassergesättigten, organischen Bodens).

Lithologie	Tiefe unter OK Profil	Probe	Orientierung / Neigung der Probe
feinkörnige, dolomitreiche Schotter			
tonige Silte mit viel organischem Material, dunkelbraun	-5 cm	A10A/B	300 / 17
	-20 cm	A9A/B	305 / 20
	-30 cm	A8A/B	309 / 16
tonig-siltige Feinsande mit organischem Material, braungrau	-45 cm	A7A/B	305 / 11
	-60 cm	A6A/B	312 / 16
	-70 cm	A5A/B	309 / 12
	-90 cm	A4A/B	314 / 10
tonig-siltige Feinsande mit Geröllen, grünbeige	-100 cm	A3A/B	318 / 15
	-105 cm	A2A/B	312 / 10
	-120 cm	A1A/B	310 / 22

Tab. 2: Lithologie und Probenahmedaten vom Paläomagnetikprofil Albis 2.

Die A-Proben wurden im Wechselfeld (bis 500 T), die B-Proben thermisch entmagnetisiert (bei 350 °C war die Magnetisierung abgebaut, vgl. Fig. 6). Beide Probenserien weisen eine normale Magnetisierung auf (vgl. Fig. 5), die wahrscheinlich auf die Pedogenese zurückgeht (chemisch remanente Magnetisierung).



Fig. 4: Der organische Boden im Dach des Bürglen-Tills. Koordinaten ca. 2°683'445 / 1°234'430, 870 m ü.M. Lage ca. 25 m SE des Paläomagnetik-Profiles Albis 2 (Foto D.W. Kälin).

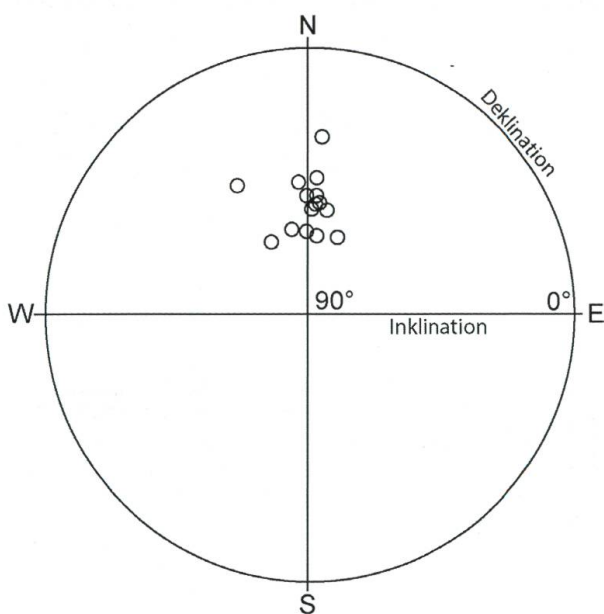


Fig. 5: Orientierung der remanenten Magnetisierung der Proben von Profil Albis 2.

Profil Albis 3, Verwitterungsboden über Bürglen-Till

Das Profil (Tab. 3) befindet sich rund 130 m nordwestlich von Profil Albis 2 (vgl. Fig. 2), in der gleichen Schicht im Hangenden des Bürglen-Tills. Es dürfte sich um Stillwasserablagerungen aus verschwemmtem glazigenem Material handeln (Muldensituation ähnlich Albis 2, aber trockenengefallen). In den obersten 40 cm sind andeutungsweise Feinschichtungen zu erkennen. An der beprobten Stelle (2°683'340 / 1°224'540, ca. 875 m ü.M. vgl. Fig. 2) weisen die Sedimente eine deutliche pedogene Überprägung auf. Beim Bodentypus könnte es sich auf Grund der rost-roten Marmorierung um einen reliktschen Pseudogley handeln. Die Verwitterung geht höchstwahrscheinlich auf die gleiche Pedogenese-Phase zurück wie bei Profil Albis 2.

Lithologie	Tiefe unter OK Profil	Probe	Orientierung / Neigung der Probe
feinkörnige, dolomitreiche Schotter			
tonige Silte und siltige Feinsande, rötlich braunbeige marmoriert	-20 cm	B1A/B	176 / -2
	-40 cm	B2A/B	176 / -5
	-60 cm	B3A/B	176 / 1
	-80 cm	B4A/B	180 / 0
	-100 cm	B5A/B	182 / 2
	-120 cm	B6A/B	176 / 5

Tab. 3: Lithologie und Probenahmedaten vom Paläomagnetikprofil Albis 3.

Die A-Proben wurden thermisch entmagnetisiert, wobei die Magnetisierung bereits bei 250 °C abgebaut war. Die Proben zeigen eine normale Magnetisierung (Fig. 7). Wahrscheinlich handelt es sich um eine Pedogenesebedingte, chemisch remanente Magnetisierung.

4.2 Uetliberg

4.2.1 Felsmorphologie

Die Auflagerung der Deckenschotter-Sedimente auf der Molasse kann auf der Limmattalseite des Uetliberges relativ gut definiert werden, auf der Westseite wird dieser Bereich jedoch durch jüngere Gletscherablagerungen bedeckt. Die Felsoberfläche steigt in der Umgebung der Uto-Kuppe allmählich von

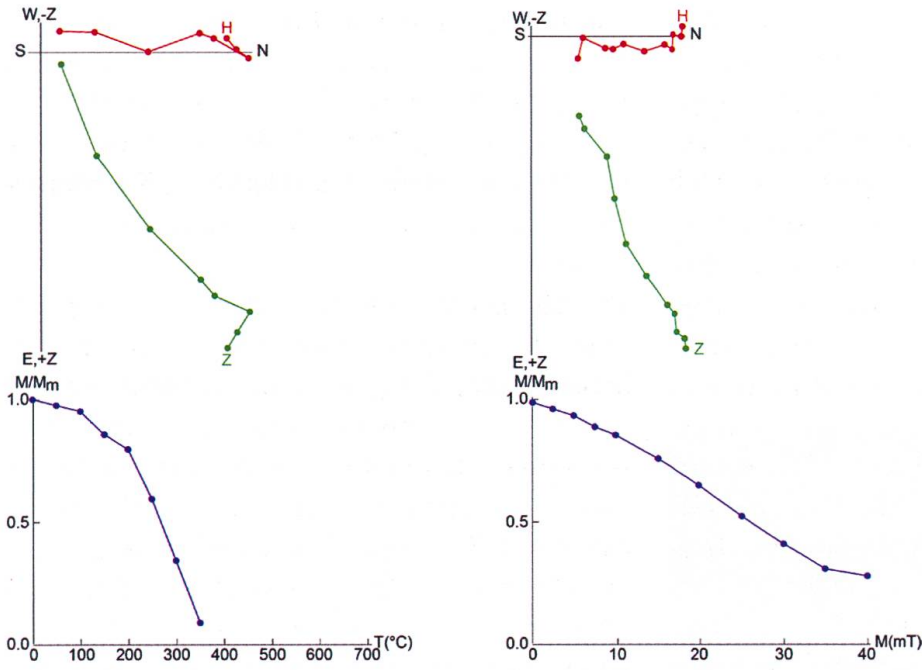


Fig. 6: links: Intensitätsdiagramm (unten) und Zijderveld-Diagramm der thermischen Entmagnetisierung von Probe A2B aus Profil Albis 2; rechts: Intensitätsdiagramm (unten) und Zijderveld-Diagramm der Wechselfeld-Entmagnetisierung von Probe A2A (H: Horizontal-Komponente, Z: Vertikal-Komponente).

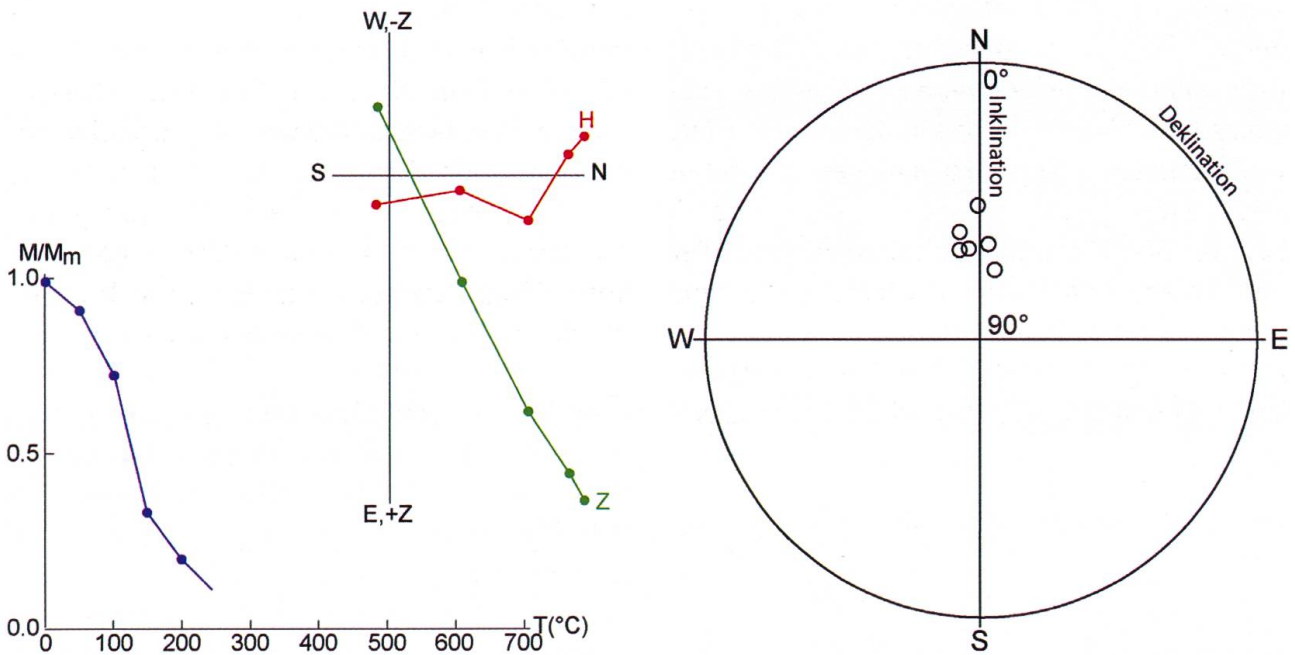


Fig. 7: oben: Zijderveld-Diagramm der thermischen Entmagnetisierung von Probe B2A (H: Horizontal-Komponente, Z: Vertikal-Komponente); Mitte: Intensitätsdiagramm von Probe B2A; unten: Orientierung der remanenten Magnetisierung der Proben von Profil Albis 3.

Südosten (ca. 810 m ü.M.) nach Nordwesten, bis auf rund 850 m ü.M. an, wie dies schon von Heim (1891) und Pavoni (1967) dargestellt wurde. Wenn das weiter unten besprochene Schottervorkommen östlich Annaburg in diesen Kontext gesehen wird, müsste die Rinnenbasis sogar auf rund 740 m ü.M. angenommen werden. Vor der Ablagerung der Deckenschotter-Sedimente existierte also

eine ausgeprägte Felsmorphologie. Der Verlauf der Felsdepression dürfte generell SE-NW orientiert sein.

4.2.2 Lithostratigraphie

Die in Fig 8 wiedergegebenen geologischen Verhältnisse entsprechen der auf Blatt Zü-

rich dargestellten Situation (Pavoni, Jäckli & Schindler 1992). Die Obere Süsswassermolasse wird im Südosten der Uetliberg-Kuppe von einem mittelgrauen, überwiegend matrixgestützten Diamikt überlagert, der reich an gekritzten Geschieben ist. Diese Einheit wird hier als «Uetliberg-Till» bezeichnet. Ihre oft recht mächtige Überdeckung aus jüngeren Gletschersedimenten (Mittelpleistozän, hier als «Stafel-Formation» bezeichnet) und lehmig-kiesigem Hangschutt (z.T. mit abgestürzten Deckenschotter-Blöcken) gewährt nur ganz lokal Einblick in den Aufbau des insgesamt wohl rund 40 m mächtigen Sedimentes, weshalb es nicht vollständige charakterisiert werden kann. Neben massigen, matrixgestützten Diamikten können lokal auch geschichtete Abschnitte festgestellt werden, die praktisch frei von Kieskomponenten sind. 40 m bedeuten eine aussergewöhnliche Mächtigkeit für einen reinen subglazialen Till («basal lodgement till»). Dies, wie auch die Abschnitte mit geschichteten Sedimenten deutet darauf hin, dass es sich bei den Diamikten möglicherweise entweder um Ablagerungen eines Gletscherbeckens handelt («Waterlain till»), oder dass sie eine mehrphasige Entstehung aufweisen. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Sedi-

menten um die gleiche «Moräne», die seinerzeit beim Abtrag von Deckenschottern nördlich der Kuppe angetroffen wurde und Escher von der Linth (1869) die Argumente für die Einstufung des «Uetliberg-Konglomerats» als eiszeitliches Sediment lieferte.

Unterhalb vom «Leiterli» ist im Uetliberg-Till eine heterogene Sedimentabfolge abgeschlossen (vgl. Fig. 9). Sie besteht aus einer Lage aus verkittetem fluvio-glazialen Schotter («Leiterli-Member») von maximal rund 4 m Mächtigkeit. Er enthält zahlreiche hohle Gerölle (z.T. noch mit Dolomitasche gefüllt). Im Süden liegt eine dünne Diamikt-Lage darüber, bevor zunehmend feinkörnige Ablagerungen folgen. Zunächst liegen graue, fluviale Sande vor und schliesslich beige, feinsandige bis tonig-siltige Sedimente (vermutlich Hochflutsedimente). Letztere weisen z.T. eine Feinschichtung im Millimeter-Bereich auf und enthalten schichtparallel angeordnete, flache Kalkkonkretionen. Frei (1912) beschrieb das Auftreten einer Lehmlage mit Kalkbändern innerhalb der «Uetliberg-Nagelfluh». Möglicherweise handelt es sich dabei um das hier beschriebene Sediment.

Über den Hochflutsedimenten folgen mit

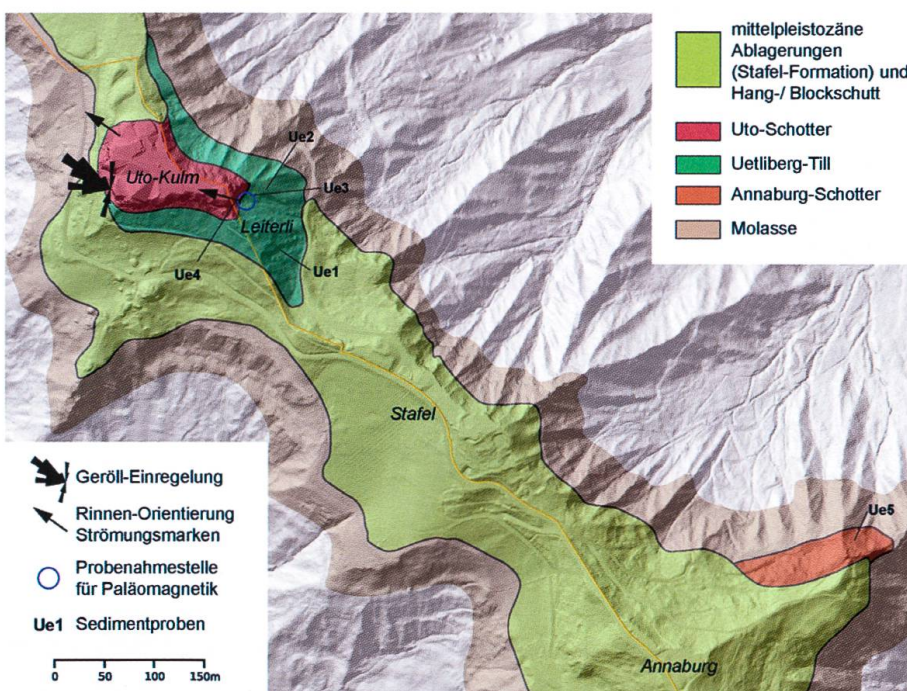


Fig. 8: Verbreitung der Deckenschotter auf dem Uetliberg, Probenahmestellen für Sedimentpetrografie und Paläomagnetik, Paläoströmungsrichtungen (Relief: GIS-Browser Kt. Zürich, Geologie: Geologischer Datenviewer Swiss-topo).

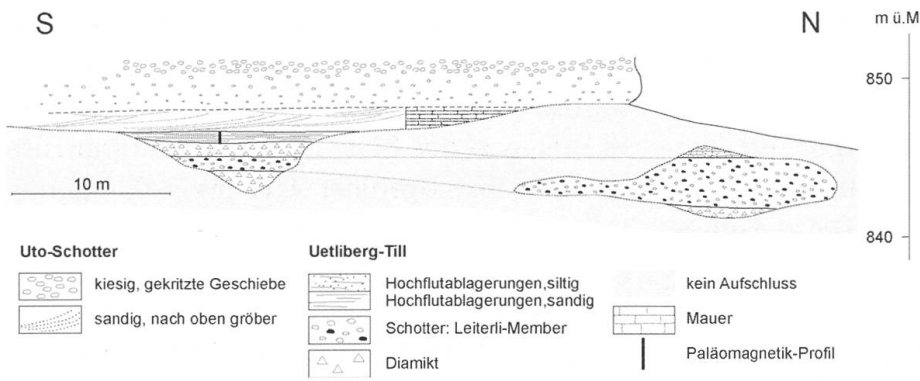


Fig. 9: Aufschlusskizze der Lockergesteine beim «Leiterli» unterhalb der Uto-Kuppe des Uetlibergs.

scharfer Diskordanz zunächst 2-3 m mächtige kreuzgeschichtete, kiesige Sande, die gegen oben immer grobkörniger werden («coarsening upward») und schliesslich in die bekannten zu Nagelfluh verkitteten fluvioglazialen Schotter des Uetliberges übergehen (hier als «Uto-Schotter» bezeichnet). Diese erreichen eine Mächtigkeit von über 20 m und sind rund um die Uto-Kuppe in spektakulären Felswänden aufgeschlossen. Sie enthalten in den untersten ca. 4-5 m zahlreiche gekritzte Geschiebe. Auch viele eckige oder kaum gerundete Gerölle sind häufig. Die Matrix ist von hellbeigem, siltigem Material geprägt, was gemäss Graf (1993) als Gletschermilch-Einspülungen gedeutet werden könnte. Ausserdem sind etliche über mehrere Meter verfolgbare, 1-3 cm mächtige Lagen oder Linsen eines hellbeigen, sehr feinkörnigen Sediments in den Schottern eingelagert, welche von Pavoni et al. (2015) ebenfalls als Gletschermilchsediment gedeutet wurden. In einigen der seltenen matrixfreien Gerölllagen dieses Abschnitts («open work gravels») kommen zerdrückte Gerölle vor, welche gemäss von Moos (1952) auf eine Gletscherüberfahrung oder dynamischen Gletscherdruck zurückgehen. Demnach dürfte zumindest der unterste Abschnitt der Uto-Schotter in unmittelbarem Eiskontakt abgelagert worden sein. Einregelmessungen im Uto-Schotter (Dachziegelschichtungen und Rinnengeometrie) lassen auf eine ehemalige Strömungsrichtung der Schmelzwässer nach NW schliessen (vgl. Fig. 8).

In Pavoni, Jäckli & Schindler (1992) ist östlich von Annaburg, ca. 750 m SE von Uto-Kulm, ein weiteres Relikt von «Altpleistozänem Schotter» eingezeichnet (vgl. Fig. 8), ohne dass in den Erläuterungen (Pavoni et al. 2015) darauf eingegangen wurde. Auch in älterer Literatur findet sich kein Hinweis auf dieses Vorkommen. Die Lokalität wurde vom Autor im Februar 2019 begangen. Es zeigte sich, dass hier im oberen Teil des Hanges noch von einer Moräne (evtl. Stafel-Formation) ausgegangen werden muss (dunkelgraue Bodenmatrix, eckige Geschiebe, Blöcke bis Findlingsgrösse), während im unteren Teil, etwa zwischen 740-750 m ü.M. der Boden von gerundetem Geröllmaterial geprägt ist. Auffällig ist allerdings, dass in dieser Moräne Verruccano-Material weitgehend zu fehlen scheint. Eigentliche Aufschlüsse des gerundeten Kiesmaterials existieren keine, aber es fand sich ein loser Block von verkittetem Schotter, der für eine Geröllzählung beprobt wurde. Es ist nicht unmittelbar klar, ob das Geröllmaterial im Boden auf eine eiszeitliche Ablagerung zurückgeht, oder ob es sich um eine verwitterte Molassenagelfluh handelt. Eine solche Lage ist immerhin wenig weiter östlich und etwas tiefer im Hang vorhanden. Der beprobte Block allerdings ist vom Habitus her als eiszeitlicher Schotter zu deuten. Insgesamt ist es nachvollziehbar, dass von Pavoni, Jäckli & Schindler (1992) an dieser Stelle ein eiszeitlicher Schotter (hier als «Annaburg-Schotter» bezeichnet) angegeben wurde, welchen sie wegen seiner Höhenlage dem Frühpleistozän zuordneten. Angesichts

der gegenüber dem Uto-Schotter deutlich tieferen Lage müsste er gemäss der üblichen morphostratigraphischen Einteilung her als «Tieferer Deckenschotter» eingestuft werden. Allerdings finden sich die nächstgelegenen Vorkommen von Tieferen Deckenschottern auf dem Gubrist und bei Geroldswil auf einer Höhe von rund 540 m ü.M. (Basis), also rund 200 m tiefer als der Annaburg-Schotter, was dieser Einstufung widerspricht.

Eine alternative Interpretation ist, den Annaburg-Schotter als den tiefsten Anteil der Ablagerungen der Höheren Deckenschotter auf dem Uetliberg zu deuten, welcher von einem Gletscher überfahren wurde, der den Uetliberg-Till und später die Uto-Schotter als randglaziale Bildung hinterliess. Auf diesen Gedanken wird später nochmals eingegangen (vgl. Kapitel 5.4).

4.2.3 Paläomagnetik

Der beprobte Profilschnitt ist in Figur 8 und 9 zu entnehmen. Wie beschrieben, handelt es sich um eine Abfolge von siltigen Feinsanden und tonigen Silten (Tab. 4). In den obersten ca. 20 cm der Abfolge waren die Sedimentstrukturen durch rötliche Verfärbungen etwas deutlicher erkennbar als weiter unten. Das Stechen der Proben (U1 bis U6) wurde durch die vorkommenden Kalkkonkretionen

Lithologie	Tiefe unter OK Profil	Probe	Orientierung / Neigung der Probe
stark wasserhaltige tonig-siltige Sande mit Wurzeln			
beiger siltiger Feinsand mit oxidierte Zwischenlagen	-19 cm	U20A/B	247 / 9
	-28 cm	U19A/B	253 / 10
	-35 cm	U18A/B	249 / 12
Lage mit Kalkkonkretionen			
sehr feingeschichtete tonige Silte	-40 cm	U1A/B	270 / 0
Lage mit Kalkkonkretionen			
beige, laminierte tonig-siltige Feinsande	-54 cm	U17A/B	253 / 11
	-55 cm	U2A/B	274 / 0
beiger tonig-siltiger Feinsand	-64 cm	U16A/B	265 / 9
	-65 cm	U15A/B	255 / 8
beiger siltiger Feinsand	-70 cm	U3A/B	272 / 14
	-77 cm	U14A/B	263 / 10
	-80 cm	U4A/B	267 / 9
	-84 cm	U13A/B	264 / 4
	-89 cm	U12A/B	269 / 7
	-92 cm	U5A/B	268 / 8
	-100 cm	U11A/B	260 / 6
	-110 cm	U6A/B	269 / 8
beigegrauer Diamikt			

Tab. 4: Lithologie und Probenahmedaten vom Paläomagnetikprofil Uetliberg.

erschwert. Zudem erwiesen sich die aus sandigen Abschnitten gezogenen Proben als bröcklig und zerfielen beim Entmagnetisieren. Aus diesem Grund wurde eine zweite Beprobung durchgeführt (U11 bis U20).

Die A-Proben wurden thermisch entmagnetisiert (Fig. 10). Die im Profil oben gelegenen Proben (U01A, U02A, U17-19A) zeigten eine

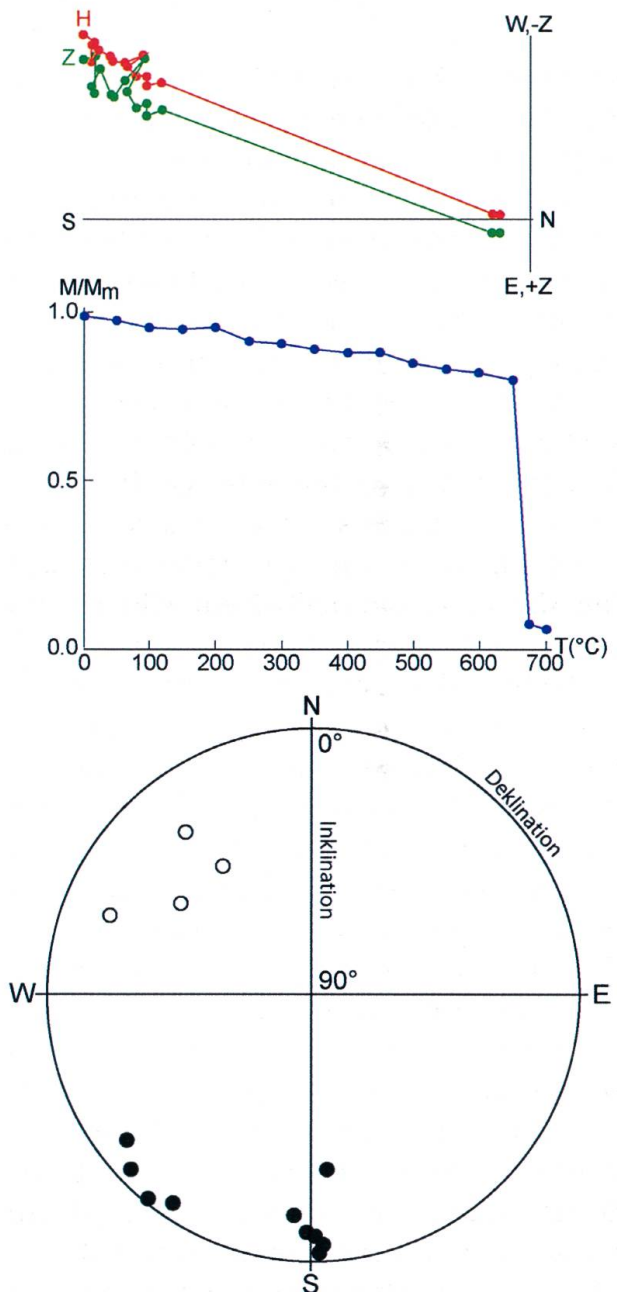


Fig. 10: oben: Zijderveld-Diagramm der thermischen Entmagnetisierung von Probe U20A (H: Horizontal-Komponente, Z: Vertikal-Komponente); Mitte: Intensitätsdiagramm von Probe U20A; unten Orientierung der remanenten Magnetisierung der Proben von Profil Uetliberg.

bis zu hohen Temperaturen stabile Magnetisierung, die auf Hämatit zurückgehen dürfte (nach Soffel 1991); auch U14A im tieferen Teil des Profils zeigt dieses Verhalten. Die anderen Proben weisen recht starke Schwankungen bei den Entmagnetisierungskurven auf, woraus sich jeweils keine Magnetisierungsrichtung ableiten liess. Die Mehrzahl der interpretierbaren Proben trug eine reverse Magnetisierung, mit flachen Inklinationen. Bei einigen Proben konnte auch eine normale Magnetisierung identifiziert werden, wobei die Deklinationen jeweils eine deutliche W-Abweichung zeigten. Unter den reversen Proben können zwei Gruppen unterschieden werden. Die eine (Proben aus dem oberen Teil des Profils) zeigt klar südliche Deklinationen, während die andere (Proben aus dem tieferen Teil des Profils) eine deutliche W-Abweichung aufweist. Insgesamt trägt das Profil eine reverse Magnetisierung, die auf eine warmzeitliche Überprägung zurückgehen könnte (Hämatitbildung, chemische remanente Magnetisierung). Die Bildung von Kalkkonkretionen («Caliche»?) könnte diese Interpretation unterstützen. Möglicherweise wurde dadurch eine ältere normale Magnetisierung (sedimentäre remanente Magnetisierung) überprägt. Die bei etlichen Proben festgestellte Westabweichung der Deklination könnte auf eine mechanische Überprägung des Sedimentes zurückgehen (Gletscherüberfahung?).

4.3 Heitersberg

4.3.1 Geologischer Rahmen

Das hier kurz als «Heitersberg» bezeichnete Gebiet umfasst den Abschnitt des Hügels zwischen Limmat- und Reusstal, welcher den eigentlichen Heitersberg oberhalb von Bergdietikon, Rudolfstetten und Oberrohrdorf bis zum Hinterhau bei Neuenhof umfasst. Der Felsuntergrund besteht aus den Gesteinen der Oberen Meeresmolasse. Der Kuppenbereich wird von einem bis rund 100 m mächtigen

Lockergesteinspaket aufgebaut. Auf der Westseite der Hügelkuppe überdeckt diese - hier als «Heitersberg-Formation» bezeichnete Einheit - praktisch das ganze Gebiet; nur an wenigen Stellen sind ältere Schichten aufgeschlossen. Auf der Ostseite ist sie vor allem im Hangenden der Deckenschotter verbreitet. Es handelt sich um eine komplexe Abfolge von glazigen Ablagerungen und teils über längere Strecken durchziehende Lagen von z.T. verkitteten Schottern. Diese sind auf Grund der schlechten Sortierung, der geringen Rundung der Gerölle und zahlreich vorkommenden gekritzten Geschieben als gletschnahe (randglaziale?) Bildungen zu betrachten. Anhand von Leitgesteinen ist sowohl der Einfluss des Reuss- wie des Linth-Walensee-Rheingletscher-Systems feststellbar (Graf 2009). Wahrscheinlich handelt es sich bei der Heitersberg-Formation um zwischen den beiden Eismassen abgelagertes Material. Dieses wurde bisher der so genannten «Grössten Vergletscherung» oder «Riss-Eiszeit» zugeschrieben (Mühlberg 1902, Jäckli 1966). Betreffend ihrer Altersstellung gilt aus heutiger Sicht aber das gleiche, wie für die Albishorn-Formation: Sie ist wohl einer der grossen mittelpleistozänen Vergletscherungen zuzuordnen (z.B. Graf et al. 2006, Graf 2009).

Zwischen der Heitersberg-Formation und der Molasse kommen die bis über 50 m mächtigen Höheren Deckenschotter vor (Fig. 11). Früher wurde angenommen, dass sie flächig bis im Süden des Heitersberges vorkämen (Aeppli 1894, Hantke et al. 1967). In diesem Gebiet existieren zwar verkittete Schotter, sie sind aber wahrscheinlich Teil der Heitersberg-Formation. Lediglich im Südwesten, bei Oberrohrdorf, sind fluvioglaziale Schotter vorhanden, welche zu den Deckenschottern gestellt werden können (z.B. Jäckli 1966). Durchgehende Deckenschotteraufschlüsse liegen zwar mit Sicherheit nicht vor, dass diese Einheit im Liegenden der Heitersberg-Formation aber effektiv vorkommt, kann nicht ausgeschlossen werden. Darauf könnte hindeuten, dass in der grossen Rut-

schungsmasse von Bergdietikon, wo die gesamte Lockergesteinsabfolge inklusive der liegenden Molasse grossflächig disloziert ist, Pakete von verkitteten, fluvioglazialen Schottern vorkommen (Fig. 11), die vom Habitus her durchaus als Höhere Deckenschotter interpretiert werden können (z.B. Jäckli 1966). Dies wurde von Frei (1912) allerdings bezweifelt. Die südlichsten noch in situ vorliegenden Deckenschotter befinden sich im Gebiet Furen NW Bergdietikon (ca. 2'669'500 / 1'251'000 m ü.M).

4.3.2 Felsmorphologie

Hinsichtlich der Felsmorphologie liegen im südlichen Bereich des Gebiets – inklusive Höhenlage der Auflagerungsfläche – wegen der erwähnten Überdeckung durch jüngere Einheiten bzw. der Rutschungsmasse von Bergdietikon keine Anhaltspunkte vor. Erst im Gebiet Chleimättli kann der Kontakt von Höheren Deckenschottern zur Molasse anhand von Felsaufschlüssen auf rund 600 m ü.M. festgelegt werden. Von dort an senkt sich dieser Kontakt in Richtung Nordwesten allmählich ab, bis er im Gebiet Hinterhau auf rund 585 m ü.M. liegt. Bergwärts steigt die Felsoberfläche an, wobei die Molasse im Gebiet südöstlich von Rüsler an mehreren Stellen bis auf etwa 660 m ü.M. hinauf aufgeschlossen ist (z.B. 2'666'590 / 1'254'200, 660 m ü.M.) und so den westlichen Rand der ehemaligen Rinne der Höheren Deckenschotter festlegt.

Auf dem Geologischen Atlasblatt Wohlen sind südöstlich vom Chleimättli noch weitere Vorkommen von Höherem Deckenschotter angegeben (Langweid, Halden, Buhen). Eine Begehung hat jedoch ergeben, dass im Gebiet Langweid die Molasse bis auf rund 615 m ü.M. hinaufreicht und dort unmittelbar von Heitersberg-Formation überlagert wird. Diese enthält allerdings zahlreiche, zum Teil hausgrosse Nagelfluhblöcke (u.a. Gerölle mit Drucklösungseindrücken), welche wegen ihrer aussergewöhnlichen Häufung an die-

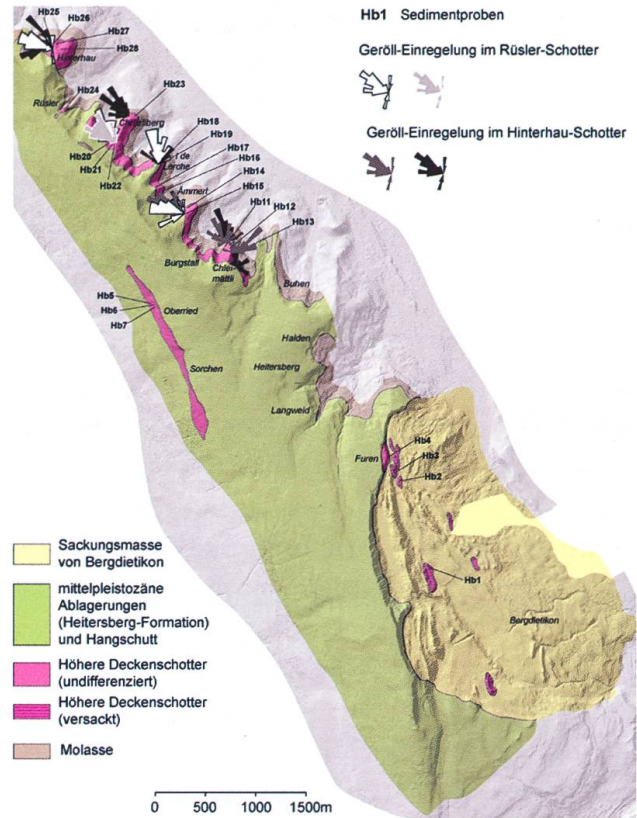


Fig. 11: Verbreitung der Deckenschotter im Gebiet Heitersberg, Probenahmestellen für Sedimentpetrografie, Paläoströmungsrichtungen in den unterschiedlichen lithostratigraphischen Einheiten (Relief: GIS-Browser Kt. Aargau, Geologie: Geologischer Datenviewer Swisstopo, Geologie angepasst).

ser Stelle wohl zur Annahme geführt haben, hier seien Höhere Deckenschotter verbreitet. Im Gebiet Halden ist der Felsuntergrund nicht aufgeschlossen, im steilen Anrissbord der dort verbreiteten Rutschungsmasse ist jedoch nur Moränenmaterial und kein fluvioglazialer Schotter vorhanden. Im Gebiet Buhen reicht die Molasse bis mindestens 600 m ü.M. hinauf und wird dann von blockreicher Heitersberg-Formation überlagert. Lediglich ganz im Norden existiert ein kleines Vorkommen von verkittetem Schotter. Es kann in einem Hohlweg über etwa 20 m verfolgt werden und ist vielleicht 2-3 m mächtig. Wegen der schlechten Rundung der Gerölle und der geringen Sortierung ist es jedoch höchstwahrscheinlich ebenfalls der Heitersberg-Formation zuzuschreiben. In Figur 11 ist die Geologie diesen Befunden angepasst dargestellt.

Die Höhenlage der Felsoberkante im west-

lichen Hang des Heiterbergs, im Gebiet Sorchen-Oberried bei Oberrohrdorf, ist wegen fehlender Molasseaufschlüsse nicht genau anzugeben. Die Höheren Deckenschotter reichen hier jedoch bis auf rund 620 m ü.M. hinunter.

4.3.3 Lithostratigraphie

Wie erwähnt, existieren Aufschlüsse von Höheren Deckenschottern hauptsächlich auf der Ost-Seite des Heitersbergs von Furen bis zum Hinterhau. Die Vorkommen im Gebiet oberhalb von Remetschwil bis Staretschwil (Jäckli 1966) sind heute nur noch hinter dem Scheibenstand östlich von Oberrohrdorf aufgeschlossen (2'667'250 / 1'252'600, 630 m ü.M.). Mühlberg (1902) stellte die in der ehemaligen Grube «Sorchen» (2'667'430 / 1'252'220, 630 m ü.M.) aufgeschlossenen, stark verwitterten Schotter hierzu. Als Leitgesteine enthalten diese Schotter gemäss Frei (1912) Sernifit, Juliergranit und Rofna-Porphyr. Zur Zeit der vorliegenden Untersuchungen waren nur in der erwähnten Grube beim Scheibenstand noch Schotter aufgeschlossen, welche u.a. Sernifite enthalten.

In den Aufschlüssen der Ost-Seite sind die Schotter unten jeweils reich an kristallinen Geröllen (helle Granite und Gneise), während solche in den höheren Abschnitten sel-

ten sind. In der ehemaligen Grube am Hinterhau (2'666'225 / 1'255'259, 585 m ü.M.) war zurzeit der Untersuchungen das in Figur 12 wiedergegebene Profil aufgeschlossen.

Die unteren, vor allem an der Basis kristallinreichen und allgemein stark sandigen Schotter (hier als «Hinterhau-Schotter» bezeichnet) tragen einen reliktschen Paläoboden, der wegen des noch erkennbaren Bv-Horizontes und des lokal darüber angeordneten Bt-Horizonts (Tonhäutchen zwischen den Geröllen) wohl als Parabraunerde gedeutet werden kann. Anhand der Leitgesteine (v.a. Windgällenporphyr und Aaregranite) kann der Hinterhau-Schotter dem Reuss-Gletschersystem zugewiesen werden.

Der über dem Paläoboden folgende fluvioglaziale Schotter (hier als «Rüsler-Schotter» bezeichnet) ist etwas siltiger, und im Geröllinventar sind vor allem Leitgesteine des Linth-Rheingletschersystems vorhanden (Juliergranit, Sernifit).

Vergleichbare Abfolgen können im nördlichen Bereich des Heitersbergs durchwegs festgestellt werden, wobei die Grenze zwischen den Schottereinheiten abgesehen vom Aufschluss Hinterhau nirgends direkt zu beobachten ist. Anhand von Aufschlüssen kann sie etwa auf einer Höhe von 610 bis 620 m

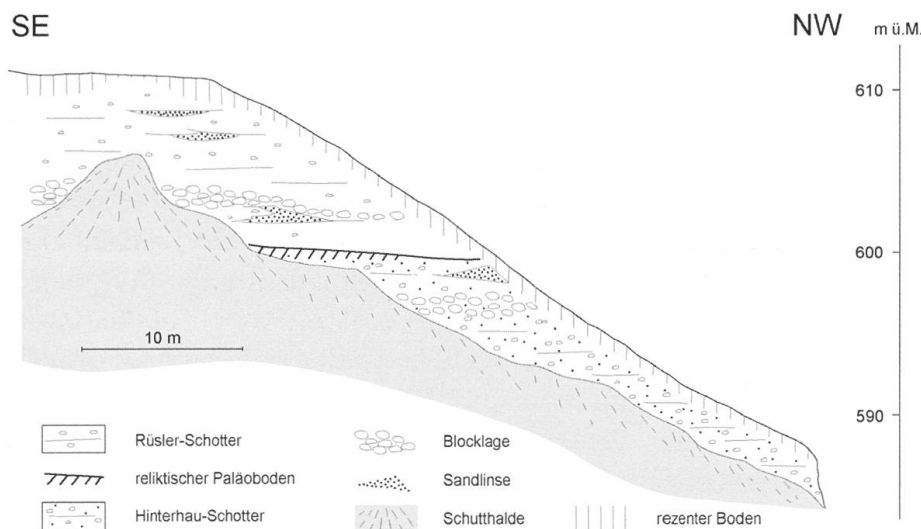


Fig. 12: Profil durch die Deckenschotter in der ehemaligen Grube am Hinterhau.

abgeschätzt werden. Die aus Gerölleinregelungen ermittelten Strömungsrichtungen stimmen für beide Schotterkörper praktisch überein (von SE nach NW), was vor allem der rinnenrandlichen Position der Ablagerungen geschuldet sein dürfte (vgl. Fig. 11).

Die im Rutschungsgebiet von Bergdietikon vorkommenden dislozierten Schotterpakete lassen sich anhand der Leitgesteine (v.a. Sernifit) dem Linth-Rheingletschersystem zuordnen. Ihre Höhenlage (meist zwischen 630 und 660 m ü.M.) würde eine Korrelierung mit dem Rüsler-Schotter ebenfalls zulassen.

Die Aufschlüsse im Vorkommen bei Oberrohrdorf lassen keine Schlüsse über die Schüttungsrichtung zu. Es ist nicht auszuschliessen, dass sie in einer aus dem Limmattal kommenden Rinne westlich der Molassekuppe Sänneberg-Hinterhau vorbei nach NW abgelagert wurden. Alternativ wäre eine von Süden her kommende, relativ weit nach W ausholende Rinne denkbar, welche sich östlich der Molassekuppe fortsetzte und das Material der Rüsler-Schotter lieferte (vgl. Kapitel 5.3).

5 Stratigraphische Interpretation

5.1 Sedimentpetrographische Untersuchungen

Die Clusteranalyse der Geröllzählungen wie auch die entsprechende Hauptkomponentenanalyse unterstützen den Befund, dass für die untersuchten Ablagerungen drei Geröllfazies zu unterscheiden sind (Fig. 13 und 14). Unter Berücksichtigung von Lokalität und morphologischer Position der einzelnen Sedimentkörper sowie der darin vorkommenden Leitgesteine, können sie wie folgt charakterisiert werden:

Fazies 1: Die Proben zeichnen sich durch einen relativ hohen Gehalt an kristallinen Gesteinen auf, wobei die darin enthaltenen

Windgällenporphyre und Aaregranite auf eine Herkunft aus dem Reuss-Gletschersystem hindeuten. Diese Fazies ist in den basalen Schottern vom Albis (Albisboden-Schotter) sowie vom Heitersberg (Hinterhau-Schotter) vertreten. Am Uetliberg fehlt sie.

Fazies 2: Diese Fazies ist durch einen hohen Anteil an Dolomiten geprägt. Die Leitgesteine (z.B. Glarner Verruccano, Kärpf-Porphyr) lassen auf eine Herkunft aus dem Linth-Rheingletscher-System schliessen. Dazu gehören die Albiswald-Schotter sowie die Ablagerungen vom Uetliberg. In den Schottern vom Heitersberg kommt diese Fazies nicht vor.

Fazies 3: Diese Fazies weist weder erhöhte Kristallin- noch Dolomitgehalte auf. Sie kann anhand der Leitgesteine ebenfalls dem Linth-Rheingletscher-System zugeordnet werden. Zu dieser Fazies zählen die jüngeren Schotter vom Heitersberg (Rüsler-Schotter). Am Uetliberg fehlt diese Fazies, und im Albis-Gebiet werden lediglich 2 Proben (Al4, Al13) dazu gestellt.

Das Dendrogramm der Clusteranalyse der Schwermineralzählungen (Fig. 15) zeigt eine Gruppe von 4 Proben, welche bei einer Distanz von etwa 45 von den übrigen abgetrennt wird. Diese zeichnen sich durch einen geringen Gehalt an Granat (< 20%) und Epidot (< 40%) sowie einen hohen Gehalt an grüner Hornblende aus (meist > 50%). Bei einer Distanz von ca. 30 wird eine weitere Gruppe abgetrennt, welche sich durch geringe Gehalte an Granat und grüner Hornblende auszeichnen; hier sind u.a. die Proben vom Uetliberg enthalten. Die übrigen Proben zeigen eine recht gleichmässige Abstufung und keine ausgeprägten Charakteristiken bei den Mineralspektren.

Bei den Proben aus dem Untersuchungsgebiet wurden zwar recht stark schwankende Granatgehalte festgestellt, die jedoch 50%

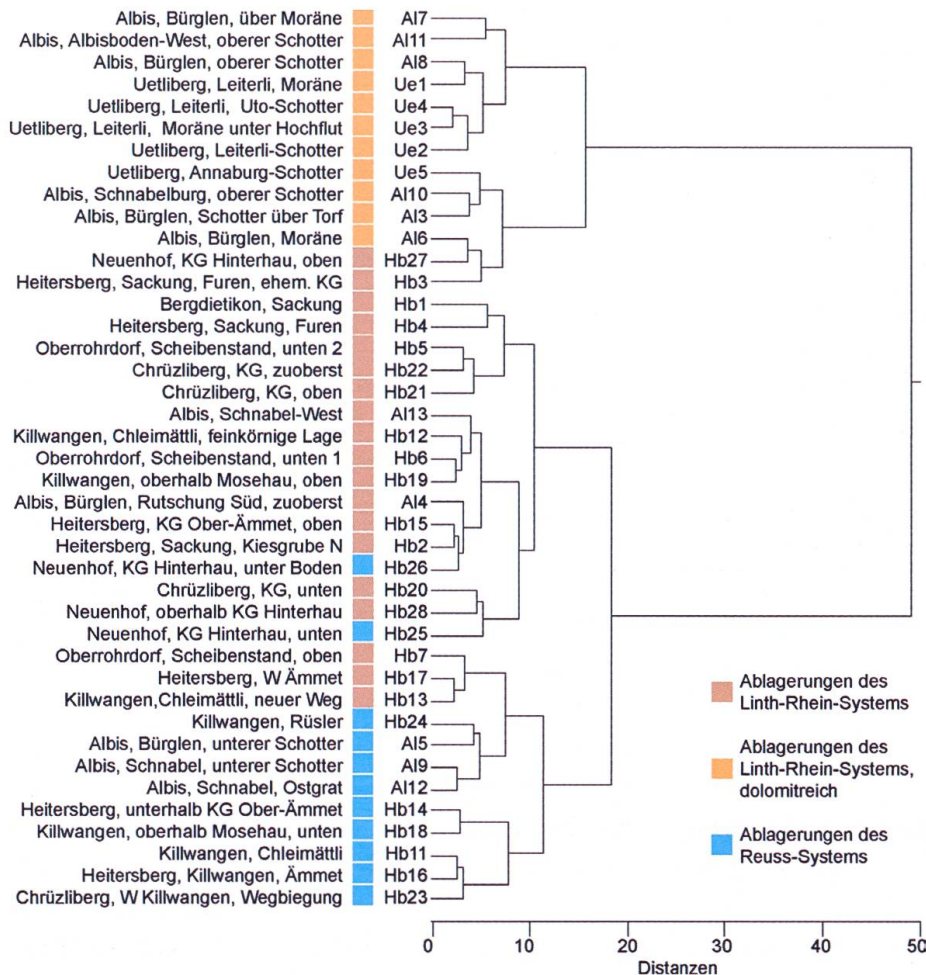


Fig. 13: Dendrogramm der Clusteranalyse der Geröllzählungen aus dem Untersuchungsgebiet.

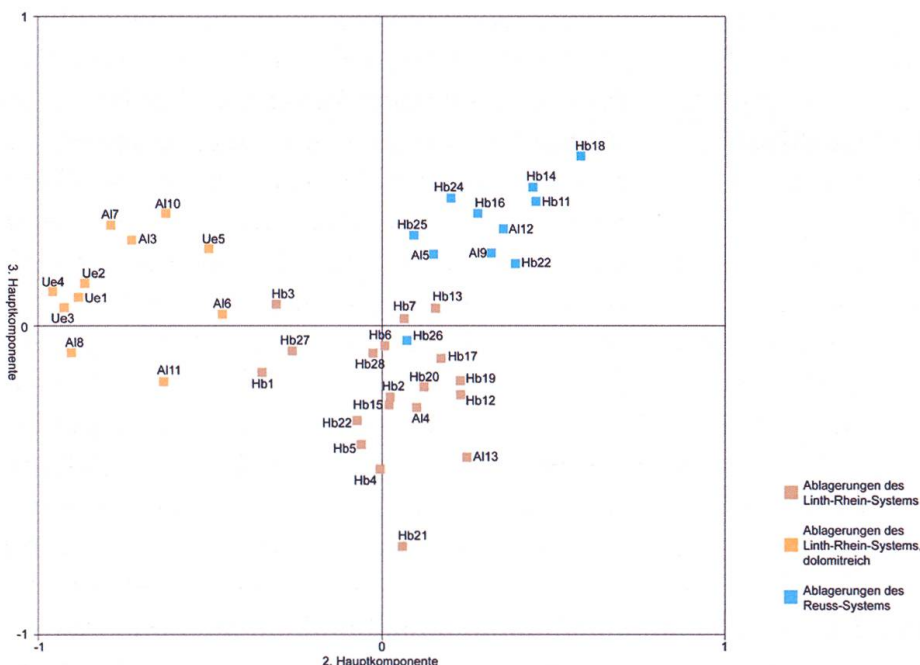


Fig. 14: Punktwolkendarstellung der Hauptkomponentenanalyse der Geröllzählungen aus dem Untersuchungsgebiet. Dargestellt sind die zweite und dritte Hauptkomponente.

aller jeweils gezählten Körner kaum übersteigen, was – wie die recht hohen Epidotgehalte - den theoretischen Spektren (Kapi-

tel 3.1.3) entspricht. Die Proben mit hohem Gehalt an grüner Hornblende weisen auf das Reuss-System hin.

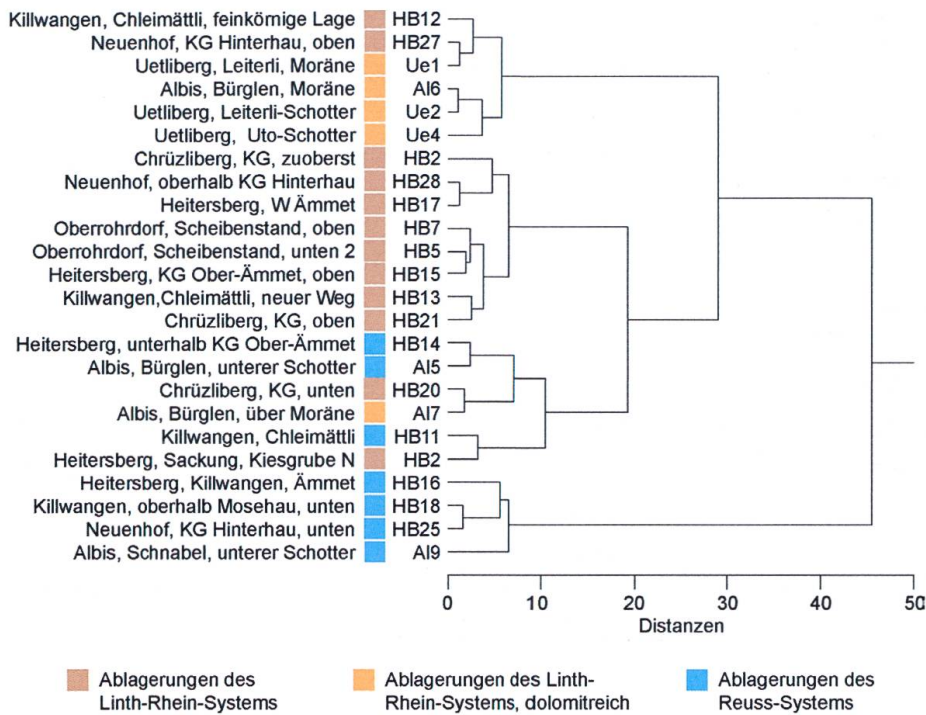


Fig. 15: Clusteranalyse der Schwermineralzählungen aus dem Untersuchungsgebiet.

5.2 Interpretation der paläomagnetischen Untersuchungen

Die Resultate der paläomagnetischen Untersuchungen lassen sich im Sinn einer groben zeitlichen Einordnung im lithostratigraphischen Rahmen integrieren. Dabei ist nicht zu vergessen, dass die untersuchten Proben allgemein eine schwache Magnetisierung sowie oft sehr flachen Inklination aufwiesen und die Resultate daher mit Vorsicht zu betrachten sind. In der lithostratigraphischen Abfolge ist das revers magnetisierte Profil Uetliberg als das jüngste zu interpretieren. Älter sind die normal magnetisierten Profile Albis 2 und Albis 3. Das älteste Profil ist das revers magnetisierte Profil Albis 1. Dieser Sachverhalt kann so interpretiert werden, dass die untersuchten Ablagerungen insgesamt der Matuyama-Epoche zuzuordnen sind (ICS 2016) und die Profile Albis 2 und 3 darin einem normal polarisierten Event - Jaramillo oder Olduvai. Letzteres würde einem Mindestalter von 1.8 Mio. Jahren entsprechen, was in Einklang mit den Resultaten von der Säugetierfundstelle Irchel Hasli stehen würde (Graf 1993, Cuenca-Bescòs 2015).

5.3 Paläogeographische Interpretation

Die untersuchten Höheren Deckenschotter weisen beträchtliche Differenzen in ihrer Höhenlage auf. Während die Basis der Ablagerungen auf dem Albis bei etwa 835 m ü.M. und auf dem Uetliberg auf etwa 810 m ü.M. liegt (die Annaburg-Schotter ausgeklammert, aber vgl. unten), befindet sie sich im Gebiet Heitersberg auf etwa 585 m ü.M. Bei einer Distanz zwischen Albis und Uetliberg von rund 10 km könnte für eine durchgehende Flussrinne von einem Gefälle von ca. 3 bis 4 ‰ ausgegangen werden. Das ist ein Wert, der für den proximalen Bereich einer glazifluvialen Rinne plausibel wäre. Die Distanz zwischen Uetliberg und Heitersberg beträgt ebenfalls rund 10 km, der Höhenunterschied aber rund 230 m. Das ergäbe ein Rinnengefälle von rund 23‰, was die für eine Flussrinne zu erwartenden Werte deutlich überschreitet. Die regionale Hebung des Alpenvorlandes, welche grundsätzlich zu einer Versteilung der alten Rinnenbasis insgesamt geführt haben dürfte, ist in diesen Überlegungen ausgeklammert.

Für eine mögliche Erklärung dieser Diskrepanz würden sich neotektonische Vorgänge anbieten, wobei der Uetliberg eine markante Hebung relativ zu Albis und Heitersberg erfahren haben müsste. Allerdings liegen im Schichtverlauf der Oberen Süsswassermolasse dieses Bereichs keine Hinweise auf eine derartige Struktur vor (vgl. z.B. Tafel I in Pavoni et al. 2015). Die anhand von Bentonithorizonten der Oberen Süsswassermolasse rekonstruierte Uetliberg-Synklinale (vgl. Tafel VI in Pavoni et al. 2015) würde sogar eher auf eine relative Absenkung hindeuten.

Wenn man ein qualitatives Flusslängsprofil für die Verbindung der beiden Reuss-Schotter am Albis und am Heitersberg annimmt, wie in Figur 16 dargestellt, dann zeigt es sich, dass die entsprechende Rinnenbasis in Bereich des Uetlibergs unter 700 m ü.M. liegen müsste. Legt man ein parallel verlaufendes Längsprofil an die Basis der Linth-Rheinschotter vom Albis (Albiswald-Schotter), ergäbe dies für den Bereich des Uetliberg eine Rinnenbasis auf rund 720 m ü.M., was interessanterweise im Höhenbereich der Annaburg-Schotter südöstlich vom Uetliberg liegen würde.

Anhand der auf dem Albis ermittelten Strömungsverhältnisse ist zu schliessen, dass die Albisboden-Schotter in einer Reuss-Rinne entstanden, welche in den Bereich des heutigen Limmattales hineinführte und in den basalen Ablagerungen des Heitersberg-Gebietes (Hinterhau-Schotter) wieder erscheint. Somit stellt sich die Frage nach ihrem Verlauf zwischen diesen Lokalitäten. Die einfachste Lösung wäre ein Verlauf im Bereich des heutigen Limmattals, der u.a. über das Gebiet der heutigen Stadt Zürich geführt hätte. Alternativ könnte auch eine Querung des Molasserückens zwischen Albis und Uetliberg infrage kommen. Mit Blick auf das qualitative Flusslängsprofil der Reuss-Schotter in Figur 16 wird allerdings klar, dass die heutige Oberkante der Molasse dafür zu hoch liegt. Somit bleibt wohl ein Verlauf im heutigen Limmattal als wahrscheinliche Lösung. Die Fortsetzung dieser Rinne weiter nach Norden ist wohl in den Schottern vom Gebiet Dürn-Gländ zu finden, wo Ablagerungen mit vergleichbarer Petrographie vorliegen (Graf 1993, Bitterli-Dreher et al. 2007).

In einer zweiten Entstehungsphase der Höheren Deckenschotter im Albisgebiet hat offenbar das Linth-Rheingletschergebiet an

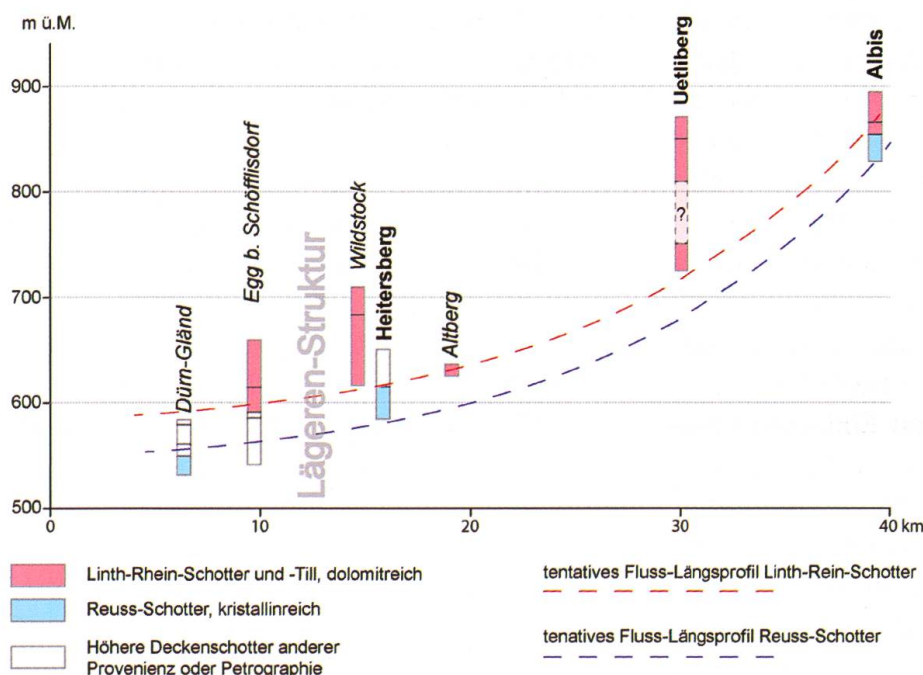


Fig. 16: Tentative Flusslängsprofile für die Höheren Deckenschotter des Untersuchungsgebiets sowie weiterer im Abstrombereich gelegener Vorkommen.

Bedeutung gewonnen. Der charakteristische Dolomitreichum der Schotter lässt eine Korrelation mit den Schottern im Uetliberggebiet zu, zusätzlich aber auch eine Verbindung mit weiteren Vorkommen von Höheren Deckenschottern. So sind die Schotter vom Altberg (Haldimann et al. 2017), vom Bildstock bei Boppelsen und von der Egg bei Schöfflisdorf (Graf 1993, Haldimann et al. 2017) petrographisch nah mit ihnen verwandt. In Figur 16 ist zu erkennen, dass sich die parallel zur Reussrinne angenommene Rinnenbasis der dolomitreichen Schotter zwanglos in die Unterkanten der erwähnten Vorkommen einpasst.

In diesem Kontext stellt sich die Frage nach der morphostratigraphischen und paläogeographischen Stellung der historisch bedeutenden Uto-Schotter. Als mögliche Deutung kommt die in Kapitel 4.2.2 angedachte und in Figur 16 dargestellte Interpretation als randglaziale Ablagerung infrage, wobei sie auf einer seitlich des damaligen Haupttales liegenden Erhöhung abgelagert worden wären. Das zahlreiche Vorkommen von gekritzten Geschieben sowie von zerdrückten Geröllen im basalen Teil der Uto-Schotter deutet jedenfalls auf eine Ablagerung in unmittelbarer Eisnähe hin.

Alternativ ist zu überlegen, ob die Vorkommen von Albis und Uetliberg einer bisher nicht bekannten, höhenmässig über den Höheren Deckenschottern liegenden und damit wohl deutlich älteren morphostratigraphischen Einheit zugehören. Es liegen zurzeit keine Datierungen vor, welche diesbezüglich Klarheit schaffen könnten. Allerdings ist in den Relikten der zentralen Nordschweiz (Irchel, Stadlerberg, Egg etc., Graf 1993) festzustellen, dass die Abfolgen unten jeweils mit kristallreichen Schottern beginnen, während alle darüber folgenden Einheiten diesbezüglich deutlich reduziert sind und auch auffällig dolomitreiche Schotter auftreten. Dies trifft auch für die untersuchten Ablagerungen zu. Diese lithostratigraphischen Analogien lassen die Zuordnung der untersuchten Sedimentabfolgen zu den Höheren

Deckenschottern weiterhin zwanglos zu.

Schliesslich ist noch zu diskutieren, wie sich die Abgrenzung der Linth-Rhein-Schotter des Heitersberg-Gebiets gegenüber der dolomitreichen Fazies erklären lässt. Wie in Figur 16 angedeutet, finden sich dolomitreiche Linth-Rhein-Schotter auch im Abstrombereich von Albis und Uetliberg, nämlich u.a. in den Vorkommen von Altberg, Wildstock und Egg. Die dolomitarme Fazies findet sich westlich davon. Dieser Umstand könnte sich dadurch erklären lassen, dass die beiden Schüttungen von unterschiedlichem Alter wären und die jüngeren die älteren Ablagerungen erodiert hätten (wobei die Altersbeziehung noch zu klären wäre). Alternativ käme eine zweite, weiter südlich bzw. westlich verlaufende Rinne des Linth-Rhein-Systems infrage, welche vielleicht im Bereich der v.a. im Mittelaber auch noch im spätpleistozän (vgl. u.a. Gubler 2009) wichtigen Querung zwischen Richterswil und Menzingen verlief und sich von dort nordwärts zum Heitersberg wandte. Damit liesse sich auch der markante Unterschied im Dolomitgehalt der beiden Geröllfazies erklären, indem in der nördlichen Rinne Ablagerungen des tertiären, dolomitreichen Hörnlischuttfächers aufgearbeitet wurden (vgl. Graf 1993), während die südliche stärker im Bereich der subalpiner Molasse verlief und diesen weniger tangierte.

Verdankungen

Herrn Prof. em. Dr. F. Heller sei bestens gedankt für die Benutzung der Einrichtungen des Geomagnetiklabors der ETH Zürich sowie die Diskussion der Ergebnisse der Messungen. Danke auch den Herren Dres. D.W. Kälin, Th. Gubler und B.U. Müller für die Mithilfe bei der Feldarbeit, u.a. in den sehr (!) steilen Aufschlüssen am Albis.

Literaturverzeichnis

- Aeppli, A. 1894: Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 4., Schweiz. Geol. Komm. und Schweiz. Natf. Ges.
- Akçar, N., Ivy-Ochs, S., Alfimov, V., Claude, A., Graf, H.R., Dehnert, A., Kubik, P.W., Rahn, M., Kuhlemann, J. & Schlüchter, C. 2014: The first major incision off the Swiss Deckenschotter landscape – *Swiss. J. Geosci.*, 107/2: 337-347.
- Bollinger, T., Fejfar, O., Graf, H.R. & Kälin, D.W. 1996: Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den Höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich) – *Eclogae geol. Helv.* 89/2: 1043-1048.
- Claude, A. 2016: Landscape evolution off the northern Alpine Foreland: constructing a temporal framework for early to middle Pleistocene glaciations – Diss. Univ. Bern, 152 S.
- Cuenca-Bescòs, G. 2015: The Pleistocene small mammals from Irchel Switzerland – a taxonomic and biostratigraphic revision – Expertenbericht Eidgenössisches Nuklearsicherheitsinspektorat.
- Ellwanger, D., Wielandt-Schuster, U., Franz, M. & Simon, T. 2011: The Quaternary off the southwest German alpine Foreland (Bodensee-Oberschwaben-Baden-Württemberg, Southwest Germany) – *Quat. Sci. J.*, 60/2-3: 306-328.
- Escher v. d. Linth, K. 1869: Über das quartäre Konglomerat der Utokuppe – *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 14.
- Frei, R. 1912: Monographie des Schweizerischen Deckenschotter – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 37., Schweiz. Geol. Komm.
- Gasser, U. & Nabholz W. 1969: Zur Sedimentologie der Sandfraktion im Pleistozän des schweizerischen Mittellandes – *Eclogae geol. Helv.*, 62/2: 467-516.
- Graf, H.R. 1993: Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz – Diss. ETH Zürich Nr. 10205, 151 S. 2009: Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz – Beitr. Geol. Schweiz, N.F. 168, Schweizerische Geologische Landesaufnahme.
- Graf, H.R., Bitterli-Dreher, P., Burger, H., Bitterli, T., Diebold, P. & Naef, H. 2006: Blatt 1070 Baden, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Karte Nr. 120.
- Graf, H.R. & Burkhalter, R. 2018: Die Ablagerungen des Eiszeitalters: stratigraphisches Konzept und Nomenklatur am Beispiel der Nordschweiz – *Bul. angew. Geol.*, 23/2: 25-36.
- Gubler, T. 2009: Blatt 1111 Albis, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Karte und Erläuterungen Nr. 134.
- Hantke, R. et al. 1967: Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50'000 – *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 112/2: 91-122.
- Heim, A. 1891: Die Geschichte des Zürichsees – *Njbl. natf. Ges. Zürich*, 93, 1-16.
- ICS 2016: Global chronostratigraphical correlation table fort he last 2.7 million years – www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale
- Jäckli, H. 1966: Blatt 1090 Wohlen, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Karte Nr. 50.
- Miall, A.D. 1978: Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary – in: Miall, A.D. (ed.): *Fluvial sedimentology* – *Canad. Soc. Petroleum-Geol., Mem.* 5: 597-604.
- Mühlberg, F. 1902: Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das Grenzgebiet zwischen dem Ketten- und dem Tafel-Jura, in das aargauische Quartär und an die Lägern – *Eclogae geol. Helv.*, 7/3: 153-196.
- Pavoni, N. 1967: Fallätsche – Uetliberg, in: *Geologischer Führer der Schweiz*, Abstecher 31.a, Wepf & Co., Basel.
- Pavoni, N., Jäckli, H. & Schindler, C. 1992: Blatt 1091 Zürich, Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Karte Nr. 90 – Schweizerische Landesgeologie und -hydrologie, Bern.
- Pavoni, N., Schindler, C., Freimoser, M. Haldimann, P & Letsch, D. 2015: Erläuterungen zu Blatt 1091, Zürich, des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 – *Swisstopo*, Bern.
- Penck, A., & Brückner, E. 1901-09: Die Alpen im Eiszeitalter – 3 Bd., Tauchnitz, Leipzig.
- Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, C. 2011: Quaternary glaciation history of northern Switzerland – *Quat. Sci. J.*, 60/2-3: 282-305.
- Remane, J., Adatte, T., Berger, J.-P., Burkhalter, R., Dall'Angelo, S., Decrouez, D., Fischer, H., Funk, H., Furrer, H., Graf, H.R., Gouffon, Y., Hecken-dorn, W. & Winkler, W. 2005: Richtlinien für die stratigraphische Nomenklatur – *Swiss. J. Geosci.*, 98/3: 385-405.
- Rust, B.R. 1972: Pebble orientation in fluvial sediments – *J. sediment. Petrol.*, 42/2: 384-388.
- SAS user's Guide 1982: *Statistics* – SAS Inst. Inc., Cary, North Carolina.
- Soffel, H.Ch. 1991: *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*, Springer, Berlin.
- Von Moos, A. 1952: Entstehung der zerdrückten Gerölle in eiszeitlichen Schottern des schweizerischen Mittellandes – *Eclogae geol. Helv.* 45/2: 301-303.
- Ward, J.H. 1963: Hierarchical grouping to optimize an objective function – *J. amer. statist. Assoc.*, 58: 236-244.

Professur für Ingenieurgeologie

→ Im Departement Erdwissenschaften (www.erdw.ethz.ch) der ETH Zürich ist die oben genannte Professur für Ingenieurgeologie zu besetzen.

→ Von den erfolgreichen Kandidaten/innen wird erwartet, dass sie ein innovatives Forschungsprogramm erstellen und betreuen, welches sich mit Themen befasst, die eng mit der Ingenieurgeologie verbunden sind, einschliesslich des Baus von Ingenieurbauwerken (Tunnel, Brücken, Dämme, Deponien, nukleare Endlager), der Erschliessung oberflächennaher Ressourcen (Grundwasser, Geothermie, Kohlenstoffabscheidung und Minerallagerstätten) sowie der Bewertung und Minderung von Geohazards und Georisiken.

→ Der/die erfolgreiche Kandidat/in wird eine Reihe von unterschiedlichen Ansätzen und Methoden kombinieren, darunter fallen Feldmessungen, In-situ-Labore, Fernerkundungstechnologien und numerische Simulationen im Skalenbereich vom Labor bis zum Grossfeldversuch. Es wird ein starker analytischer Hintergrund erwartet. Sie/er ist ein/e führende/r Wissenschaftler/in mit nachgewiesener Erfolgsbilanz innovativer Forschung und der Fähigkeit, mit Unternehmen, Behörden und öffentlichen Stellen in Kontakt zu treten, die sich mit ingenieurgeologischen Themen von hoher gesellschaftlicher Relevanz befassen.

→ Von der neuen Professur und der Forschungsgruppe wird erwartet, dass sie zu Einführungs- und Aufbaukursen in der Ingenieurgeologie, speziell im Major Engineering Geology des Masterstudienganges beitragen und relevante Feld- und Labormethoden vermitteln kann. Im Allgemeinen werden an der ETH Zürich Bachelorstudiengänge auf Deutsch oder Englisch und Masterstudiengänge auf Englisch durchgeführt. Der/die Professor/in leitet auch den Weiterbildungslehrgang in Angewandten Erdwissenschaften (CAS). Sie bzw. er soll eine international sichtbare Persönlichkeit sein sowie über ein Netzwerk und Erfahrungswissen im Bereich der Ingenieurgeologie verfügen. Neben profunder fachlicher Qualifikation und Kompetenz wird Führungskompetenz vorausgesetzt.

→ Das Departement Erdwissenschaften der ETH Zürich strebt aktiv danach den Frauenanteil innerhalb der Professorenschaft zu erhöhen um somit eine noch vielfältigere intellektuelle Gemeinschaft aufzubauen.

→ **Bitte bewerben Sie sich online: www.facultyaffairs.ethz.ch**

→ Bewerbungen mit Lebenslauf und Publikationsliste, einer Beschreibung der beabsichtigten Forschungs- und Lehrtätigkeit sowie der drei bedeutendsten Leistungen sind **bis zum 15. März 2020 in Englisch einzureichen. Das Anschreiben ist an den Präsidenten der ETH Zürich, Prof. Dr. Joël Mesot, zu richten.** Die ETH Zürich setzt sich für Chancengleichheit, die Bedürfnisse von Dual-Career-Paaren sowie die Vereinbarkeit von Beruf und Familie ein.