Geologische Leckerbissen im Kanton Zürich

Ein Querschnitt verschiedener Zeitreisen

Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich NGZH
225. Stück | 2023

Thomas Bolliger, Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete

Umschlagbild:

Im oberen Bild: Aufnahme aus dem Helikopter über dem Zürichsee mit Blick zur Hügelkette Albis-Üetliberg. Im Hintergrund rechts das Limmattal mit Altberg und Lägern.

Unten links: Molasse-Nagelfluh im Oberen Tösstal, mit tektonischer Klüftung.

Unten rechts: Der Pfluegstein oberhalb Erlenbach ist einer der grössten erhalten gebliebenen Findlinge im Kanton Zürich. Er wurde gegen Ende der Letzten Eiszeit vom Gletscher zurückgelassen.

Fotos:

Oben: Thomas Bolliger, 10.5.2014
Untel links: Thomas Bolliger, 20.3.2022
Unten rechts: Dominik Letsch, 5.3.2022

Geologische Leckerbissen im Kanton Zürich
Ein Querschnitt verschiedener Zeitreisen

Herausgegeben von
Thomas Bolliger, Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich
und seiner Nachbargebiete

Neujahrsblatt
der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich NGZH
225. Stück | 2023

Naturforschende
Gesellschaft in Zürich
www.ngzh.ch

Swiss Academy of Sciences
Akademie der Naturwissenschaften
Accademia di scienze naturali
Académie des sciences naturelles

Impressum

Das Neujahrsblatt der NGZH erscheint einmal jährlich auf den 2. Januar (Berchtoldstag) als Ergänzung zur Vierteljahrsschrift.

Herausgeber

Naturforschende Gesellschaft in Zürich NGZH

Redaktion

Thomas Bolliger, Dominik Letsch, Daniel Kälin

Adresse der Autoren

Dr. Thomas Bolliger
Präsident Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich
Schöpfbrunnenweg 4
8634 Hombrechtikon

Dr. Stephan Frank
Dr. von Moos AG
Bachofnerstrasse 5
8037 Zürich

Dr. Hans Rudolf Graf
Dr. von Moos AG
Dorfstrasse 40
8214 Gächlingen

Dr. Emil Greber
Magma AG
Josefstrasse 92
8005 Zürrich

Dr. Dominik Letsch
Dr. von Moos AG
Bachofnerstrasse 5
8037 Zürich

Dr. Daniel Kälin
swisstopo, Bundesamt für Landestopografie
Seftigenstrasse 264
3084 Wabern

Gestaltung und Satz

Barbara Hoffmann
www.barbara-hoffmann.com

Druck

Koprint AG, Alpnach Dorf

Auflage

1 400

Bezug

Sekretariat a. i.
Fritz Gassmann
Limmatstrasse 6
5412 Vogelsang

sekretariat@ngzh.ch

ISSN

0379-1327

©2023
Naturforschende Gesellschaft in Zürich

Mit Unterstützung der
Dr. von Moos AG,
Geologie + Geotechnik, Zürich

sc | nat

Swiss Academy of Sciences
Akademie der Naturwissenschaften
Accademia di scienze naturali
Académie des sciences naturelles

Geologische Leckerbissen im Kanton Zürich

Ein Querschnitt verschiedener Zeitreisen

Herausgegeben von
Thomas Bolliger, Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich
und seiner Nachbargebiete

Summary

The canton of Zurich has a geological composition that changes from north to south. In the north and northwest, Mesozoic rocks reach to the surface. These are predominantly Upper Jurassic limestones of a warm shallow sea. Above these lie Neogene sediments, mainly Miocene marls and sandstones, which are increasingly replaced by conglomerates to the south and whose thickness increases towards the Alps. They were formed by rivers that drained the nascent Alps to the north and picked up and transported the erosional debris. The youngest rock elements are moraines and gravels of the ice ages, when glaciers from the Alps partly reached the northern edge of the canton. In addition to the deposits with their fossil content, the transported rocks also tell exciting stories about their formation, even if this mainly took place outside the cantonal territory. We find not only sediments, but also granites, volcanic rocks and metamorphic rocks in pebbles as witnesses to the complex history of the formation of the Alps. The selected geological objects and regions presented here are an arbitrary selection. In this New Year's Bulletin, 6 authors present typical, striking and attractive features from the geology of our region. With instructive pictures, the geology of the Canton of Zurich is to be brought closer to those interested: one does not always have to go far afield to discover exciting geological phenomena and unusual landscape forms. This publication is intended to encourage people to explore our surroundings with open eyes. The future online project of the "Foundation Geological Map of the Canton of Zurich and its neighbouring areas" will follow on from this.

Keywords
Geology, Alps, Glaciers, Rivers, Sea, Jurassic, Miocene, Quaternary, Limestone, Marl, Sandstone, Conglomerate, Gravel, Moraine, Coal

Inhalt

Die Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich 7
Thomas Bolliger

Einleitung zu diesem Heft 10
Thomas Bolliger

Die Lägern — vom Jurameer zum Faltenjura 17
Thomas Bolliger

Der Rheinfall — Wie die Eiszeiten einen Flusslauf steuern 22
Stephan Frank

Tössegg — Molasse, Eiszeit und junge Talbildungsgeschichte 30
Thomas Bolliger

Zweidlen — Mühlsteine und Haifischzähne 36
Thomas Bolliger

Käpfnach bei Horgen — Das grösste ehemalige Kohlebergwerk der Schweiz 41
Dominik Letsch

Der «Hüllistein-Leithorizont» — ein Bergsturz-Nachweis in der Molasse 46
Thomas Bolliger

Von Teufen bis Neftenbach — Beckenaxiale Flusssande am Irchel 50
Daniel Kälin

Chöpfi und Hard bei Winterthur — zwei Molasse-Spezialitäten 54
Thomas Bolliger

Stöckentobel und Wehrenbach — Einblick in den Stadtzürcher Untergrund 59
Dominik Letsch

Küsnachter Tobel —
Entblösste Geologie der Zürcher Goldküste 64
Dominik Letsch

Oberes Tösstal und Schnebelhorn —
Balmhöhlen und Nagelfluh 70
Thomas Bolliger

Die Fallätsche bei Leimbach —
Der spektakulärste Aufschluss der Stadt Zürich 76
Dominik Letsch

Irchel-Plateau — Komplexe Relikte aus dem
frühen Eiszeitalter 81
Hans Rudolf Graf

Üetliberg-Gipfel — Deckenschotter und längst
eingedampfte Gletschermilch 88
Dominik Letsch

Bei Dürnten — Schieferkohlen und weitere Eiszeitzeugen 93
Thomas Bolliger

Der Pfluegstein in Herrliberg —
Der grösste Findling des Kantons 98
Dominik Letsch

Tüfelschilen bei Turbenthal — Junge Kalktuffkrusten 102
Daniel Kälin

Das Goldene Tor in Kloten — Grundwasser für einmal
an der Oberfläche 105
Emil Greber, Daniel Kälin

Der Bachtelspalt – Eine ganz junge Bildung 108
Thomas Bolliger

Literatur 113
Autoren 117
Dank 119

Die Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich

Thomas Bolliger

Gründung und Aufgaben

Die Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich wurde von Prof. Dr. René Hantke am 4. Mai 1973 urkundlich eröffnet. Der finanzielle Grundstock stammte aus dem Erlös des Verkaufs der Geologischen Karte des Kantons Zürich **(Hantke 1967)**, deren Herstellung durch Spendengelder finanziert werden konnte. Die Karte mit Erläuterungen wurde im Rahmen einer Vierteljahresschrift der NGZH publiziert und ist heute vergriffen, aber digital frei erhältlich: https://www.ngzh.ch/publikationen/vjs/112/2. René Hantke errichtete die Stiftung zum Zweck der Kartierung und Erforschung der Geologie im Kanton Zürich. Publikationen zur Geologie, insbesondere eine weitere Auflage einer Geologischen Karte des Kantons Zürich standen für René Hantke im Vordergrund. So sammelte er von ihm und Hans Suter zusammengetragene Dokumente zu schützenswerten Landschaftsformen und geologischen Objekten im Kanton Zürich, heute allgemein als Geotope bezeichnet. Viele der in diesen Jahrzehnte alten Dokumenten verzeichneten Objekte und Örtlichkeiten sind heute verändert, zerstört oder überbaut. Nur ein geringer Teil ist noch ohne wesentliche Beeinträchtigungen vorhanden, ihr langfristiger Schutz ist nicht immer gewährleistet. 1999 erschien das Buch Geologie des Kantons Zürich **(Bolliger 1999, Herausgeber)** im Ott Verlag Thun. Die Finanzierung der Erstellung und des Druckes des Buches erfolgte durch die Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich. Dem Buch beigelegt waren geologische Profile und ein kleiner Exkursionsführer zu 8 Regionen. Das Buch erschien in einer Auflage von 4000 Exemplaren und ist heute vergriffen. Nach dem Jahr 2000 erwog der Stiftungsrat wiederholt die Inangriffnahme einer Neuauflage der Geologischen Karte. Da einer der Stiftungsräte (Daniel Kälin) in der Landestopografie in Bern tätig ist, konnten wir die dortigen Entwicklungen direkt mitverfolgen und den Zeithorizont sehr gut abschätzen, zu welchem praktisch alle für unsere Karte relevanten Kartenblätter im Massstab 1:25 000 neu kartiert sein müssten. Wir erwogen zunächst diesen Zeitpunkt abzuwarten, um danach eine Vereinfachung auf den Massstab 1:50 000 und weitere Homogenisierungen vorzunehmen. In der

Vierteljahrsschrift der NGZH konnten wir das Vorhaben der Neuauflage der Geologischen Karte kurz präsentieren **(Kälin 2015)**. Wenig später mussten wir jedoch erkennen, dass nach unseren Berechnungen die Aufwendungen für diese zeichnerischen Digitalisierungsarbeiten unsere Finanzen bei weitem sprengen würden. Anlässlich eines Vortrags von Thomas Bolliger an der NGZH im November 2019 reifte schliesslich die Erkenntnis, dass eine Neuauflage der Geologischen Karte des Kantons Zürich **(Hantke 1967)** wenig Sinn machen würde, da die Landestopographie in Bern heute die geologischen Karteninformationen auch digital und individuell anpassbar anbietet. Bisherige Interessenten für eine gedruckte Karte sind zusehend älter und weniger geworden, die neue Generation würde diese kaum erwerben wollen. Somit musste nach einer neuen sinnvollen Aufgabe für die Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich gesucht werden. Diese fand sich relativ rasch: gute Informationen und Zusammenfassungen zu wichtigen geologischen Regionen und Aufschlüssen im Kanton Zürich sind weiterhin nur aus vielen verschiedenen Quellen mühsam zusammenzusuchen. Die Stiftung möchte den an Geologie Interessierten (Laien, Lehrkräfte, Fachleute) künftig solche Informationen in attraktiver Form digital zur Verfügung stellen (Projekt geologische Highlights und Geotope im Kanton Zürich). Es ist dies ist ein digitales Projekt mit mittelfristigem Zeithorizont und kontinuierlichem Anpassungs- und Ausbaupotential.

Das Projekt Geologische Highlights und Geotope im Kanton Zürich

Dieses Projekt will unterschiedlichste geologische Objekte im Kanton Zürich erfassen und digital zugänglich machen. Geographische Informationen, Literatur und Bilder sowie Erläuterungen und Zusammenfassungen zu Geologie, Tektonik, Hydrologie, Paläontologie und weiteren Fachgebieten sollen in verständlicher Form bereitgestellt werden, um ein möglichst grosses Interessentenpublikum zu erreichen. Aber auch Ebenen zur Themenvertiefung sind geplant. Viel Bildmaterial, eventuell auch bewegte Bilder, sollen auch ein jüngeres Publikum für die Erdwissenschaften begeistern. Die künftige Webseite wird es ermöglichen, relativ einfach geologische Informationen für persönliche Bedürfnisse

wie Exkursionen etc. zusammenzustellen. Die Faszination Erdwissenschaften muss nicht immer in fernen Ländern entstehen, sondern kann durchaus vor der eigenen Haustür beginnen. Gegenwärtig werden Objekte zusammengetragen, anschliessend wird an einer einheitlichen Grundmaske zur Darstellung gearbeitet. Die erfassten geologischen Objekte sollen gegebenenfalls auch Anregung zu ihren Schutzmassnahmen bieten. Hier ist letztlich politischer Wille gefragt. Schliesslich sollen IT-Spezialisten das ganze Projekt technisch umsetzen, damit die Daten entsprechend eingefüllt bzw. übertragen und präsentiert werden können. Auch das wird Kosten verursachen, jedoch in deutlich geringerem Masse als eine gedruckte Karte, selbst wenn neben der Erstellung auch weiterlaufende Unterhaltsarbeiten der Webseite anfallen werden. Die Zukunft ist zu grossen Teilen digital und vor allem individuell, das haben auch die Stiftungsratsmitglieder erkannt.

Einleitung zu diesem Heft

Thomas Bolliger

Idee und Verwendung dieser Publikation

Die ab 2019 zunehmend klarer gewordene Erkenntnis, dass die Neuauflage einer gedruckten Geologischen Karte des Kantons Zürich wenig Sinn machen würde, verlagerte die Ausrichtung der Stiftung auf ein vielseitig verwendbares digitales Produkt zur Geologie des Kantons Zürich. Dazu wurde es wünschenswert, dass im Vorfeld das Projekt und die Stiftung einem breiteren Interessentenkreis bekannt gemacht werden können. So kam das Angebot durch Herrn Dr. Fritz Gassmann, Präsident der NGZH sehr gelegen, die Stiftung und ihr Projekt mit einigen geologischen Leckerbissen im Rahmen eines Neujahrsblattes einer breiteren naturwissenschaftlich interessierten Leserschaft bekanntmachen zu können. Dies wurde im Stiftungsrat ausführlich diskutiert und schliesslich dankbar angenommen. Dass die Dr. von Moos AG (Geologie + Geotechnik, Zürich) sich dabei bereit erklärte, für die zusätzlichen Kosten für einen erhöhten Seitenumfang aufzukommen, ist äusserst verdankenswert. In der Folge suchte der Stiftungsrat nach einer repräsentativen Auswahl an Regionen und Objekten, die einigermassen gleichmässig über den Kanton verteilt sein sollten. Zu weiteren Vorgaben zählte, dass attraktive Bilder einen grossen Teil der Publikation ausmachen und Texte sowie Literaturzitate eher knapp bemessen gehalten werden. Da oft dieselben Literaturzitate in mehreren Kapiteln vorkommen, wurde ein Gesamtliteraturverzeichnis erstellt. Bei der Wahl von geologischen Objekten und Regionen stand auch die Sichtbarkeit und eine langfristig zu erwartende Zugänglichkeit im Vordergrund. Vergangene, temporäre und stark gefährdete Aufschlüsse wurden daher nicht berücksichtigt. Diese Publikation soll Geologie-Interessierte im Raum Zürich ansprechen, sowohl Laien als auch Personen, die beruflich mit Geologie und Umweltfragen konfrontiert sind. Die Ausführungen sollen für eine breite Leserschaft verständlich und anschaulich geschildert sein. Dies ist ein erster Schritt zum digitalen Projekt. Gerade auch weniger digital-affine Personen dürften jedoch dankbar sein, bereits jetzt eine spannende aktuelle Lektüre zu geologischen Themen des Kantons Zürich in Händen halten zu können. Diese wird hoffentlich viele Anregungen für gezielte erdwissenschaftliche Erkundungen im Kanton Zürich geben. Insbesondere auch jüngere Personen, Jugendliche

wie Lehrkräfte, sollen motiviert werden, die verschiedenen Themenbereiche im Gelände selber aufzusuchen und zu studieren. In jedem Fall bietet dieses Heft einen Vorgeschmack auf die Inhalte des digitalen Projektes, wobei dort die Themen entsprechend viel umfangreicher bzw. in mehreren Ebenen individuell in unterschiedlichem Detaillierungsgrad abgerufen werden können. Die Grundkriterien für die Aufnahme eines Objektes oder einer Landschaft etc. sind aber hier wie da sehr ähnlich. → **Abbildung 1** zeigt die Verteilung der besprochenen geologischen Highlights im Kanton Zürich.

Eine ganz kurze geologische Übersicht

Übersichten zur Geologie des Kantons Zürich finden sich u. a. bei Wettstein **(1885)**, Suter **(1939)**, Suter & Hantke **(1962)**, Bolliger **(1999)**, Bolliger, T. **(2020)**. Die ältesten im Kanton Zürich an der Erdoberfläche aufgeschlossenen Sedimente stammen aus dem Mesozoikum, genauer aus der Jurazeit. Zeitlich folgen dann späteozäne Bolus- und Spaltenlehme, spätoligozäne und früh- bis mittelmiozäne Molasse-Sedimente (Untere Süsswassermolasse, Obere Meeresmolasse, Obere Süsswassermolasse) und schliesslich quartäre Bildungen (Deckenschotter, tiefe Erosionstäler, Moränen, Schotter- und Seeablagerungen, Schieferkohlen und Torfbildungen etc.). Gesteinskomponenten aus den Molassekonglomeraten, sowie aus den eiszeitlichen Schottern und Moränen enthalten auch nichtsedimentäre Gesteine (magmatische und metamorphe Gesteine), sowie jungpaläozoische und frühmesozoische Sedimente (Perm, Trias) aus den Alpen. → **Abbildung 2** zeigt die zeitliche Stellung der im Kanton Zürich auffindbaren Gesteine.

Jurazeit (200—145 Mio. Jahre vor heute), Meeresablagerungen

Im Kanton Zürich finden sich Jura-Ablagerungen von Unterjura bis Oberjura nur im Norden an der östlichen Lägern aufgeschlossen. Am Rhein in der Umgebung des Rheinfalls kommen ganz lokal auch noch Oberste Jurakalke vor. Die Jurasedimente setzen sich aus Kalken, Kalkmergeln und Tonen aus mehrheitlich flachmarinen Bereichen eines subtropischen bis tropischen Meeres zusammen. Sie sind teilweise sehr reich an Meeresfossilien. Die

Schweiz lag damals am Südrand eines Mitteleuropäischen Flachmeeres, das allmählich zum Kontinentalschelf und -abhang der Tethys führte. Die Sedimentationsräume veränderten sich von Nord nach Süd aber auch von West nach Ost. So sind im Oberjura im Kanton Zürich wenig Korallen, dafür zahlreich Schwämme und Ammoniten zu finden, was auf etwas grössere Wassertiefen schliessen lässt als im Westschweizer Jura, wo in Ablagerungen gleichen Alters verbreitet Vorkommen grosser Korallenstöcke und sogar ganzer Korallenriffe vorliegen.

Kreidezeit (145—66 Mio. Jahre vor heute), sehr grosse Schichtlücke

Aus der nach dem Oberen Jura nachfolgenden Kreidezeit finden wir im Kanton Zürich keine direkten Nachweise. Es wird angenommen, dass hier überwiegend festländische Bedingungen herrschten, tendenziell eher mit Erosion als Ablagerung. Das Alter der jüngsten Juraschichten kann beträchtlich variieren. Es wurde auch schon vermutet, dass hier ein tropischer Kegelkarst vorgelegen haben könnte, der sich zur Kreide- und Eozänzeit gebildet hätte. Tropischer Kegelkarst kann flache Kegel von wenigen Zehnermetern Höhe bilden, aber auch spektakuläre Kegel und Türme von über hundert Metern Höhe. Wieweit der Oberjura unter der Zürcher Molasse eine entsprechende Morphologie aufweist ist nicht gesichert, anders als der kreidezeitlich gebildete tropische Turmkarst in Nordostbayern (Geotop Bayern, Grosser Lochstein).

Paläozän, Eozän (66—34 Mio. Jahre vor heute), grossteils Schichtlücke, gelegentlich Spaltenfüllungen

Paläogene Bildungen liegen nur lokal in Spalten und über den Oberjurakalken vor. Es handelt sich dabei um Verwitterungslehme des ausgehenden Eozäns. Diese Bildungen sind an Land entstanden, teilweise existierten in dolinenartigen Senken auch temporäre Süsswassertümpel. In den in Karstspalten eingespülten Lehmen fanden sich Knochen und Zähnchen von Amphibien, Reptilien und Säugetieren. Die Alpen existierten zu dieser Zeit noch nicht. Erst weit südlich des Kantons Zürich existierten noch Reste eines subtropischen Meeres und einige Inseln. Letztere hatten sich in der Folge von Zusammenschiebungen und Auffaltungen von Sedimentgesteinen aus dem Süden gebildet: die Alpenfaltung kam in Gang.

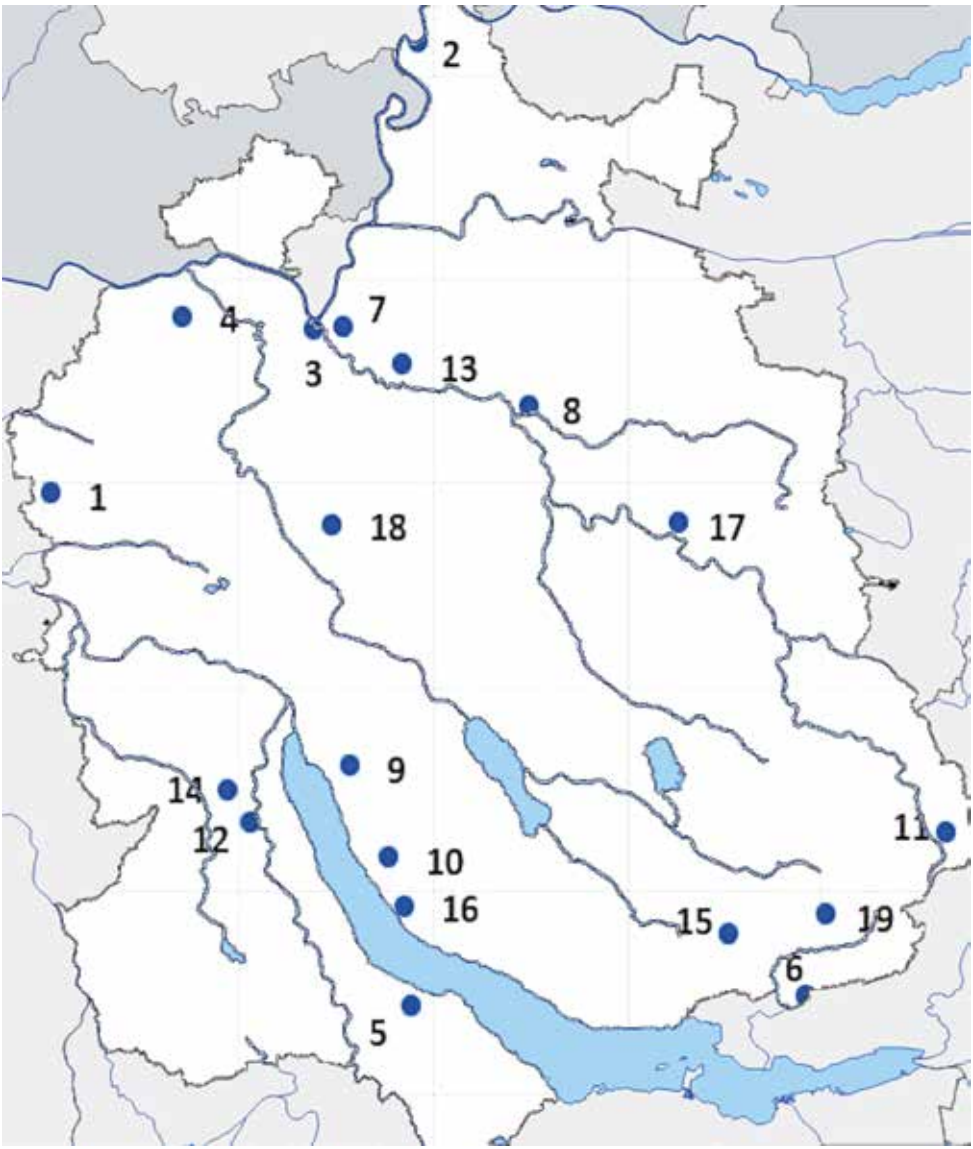


Abbildung 1

Kartenübersicht der vorgestellten 19 Lokalitäten.
1: Lägern, 2: Rheinfall, 3: Tössegg, 4: Zweideln, 5: Käpfnach, 6: Dachsegg, 7: Teufen, 8: Chöpfi, 9: Stöckentobel, 10: Küsnachter Tobel, 11: Schnebelhorn, 12: Fallätschen, 13: Irchel, 14: Üetliberg, 15: Dürnten, 16: Pfluegstein Erlenbach, 17: Tüfelschilen, 18: Goldenes Tor Kloten, 19: Bachtel

Illustration: T. Bolliger

Untere Süsswassermolasse (USM) (34—21 Mio. Jahre vor heute), Land- und Süsswasserablagerungen

Im Oligozän begannen sich die Alpen erstmals als im Entstehen begriffenes Hochgebirge auch morphologisch bemerkbar zu machen. Die Meeresarme zogen sich auch aus dem Gebiet südlich des Kantons Zürich zurück. Das Gebiet des Kantons Zürich wurde zum Alpenvorland, in welches Schuttmassen (Gerölle, Sande, Schlamm) durch Erosion aus den Alpen durch verschiedene Flusssysteme eingetragen wurden. Die Absenkung des Vorlandes schritt dabei kontinuierlich immer weiter nach Norden voran, so dass die Ablagerung der USM im Süden früher begann als im Norden, wo sie erst im jüngsten Oligozän einsetzte und bis ins frühe Miozän (Aquitanian) fortdauerte. Die nach Norden abfliessenden Alpenentwässerungen sammelten sich in einer nach Osten abfliessenden Rinne, einer Art Ur-Donau.

Obere Meeresmolasse (OMM) (21—18 Mio. Jahre vor heute), Meeresablagerungen

Im frühen Miozän (Burdigalian) drang letztmals ein Meeresarm aus dem Lyoner Raum, aber auch aus der Paratethys (Wiener Becken) im Osten in das Gebiet des Kantons Zürich vor. Der Alpenraum war zu einer grossen Insel geworden. Nach rund 3 Millionen Jahren zog sich das Meer bereits wieder zurück und die Schuttfächer der Alpenflüsse drängten erneut ins nördliche Alpenvorland vor. Die OMM hinterliess im nördlichen Kanton Zürich 50—100m Sediment, im Süden bis 500m.

Obere Süsswassermolasse (OSM) (18—12 Mio. Jahre vor heute), Land- und Süsswasserablagerungen

Die OSM dauerte bis ins Serravallian vor ca. 12 Millionen Jahren. Dabei brachten die Alpenflüsse Gerölle immer weiter nach Norden, da sich die tiefste Stelle des Vorlandes und die Alpenfront weiter nach Norden verschoben. Im Süden am Schnebelhorn finden sich Gerölle von über 20cm Durchmesser, im nördlichen Kantonsteil besteht die OSM fast nur noch aus Mergel, Sand- und Siltstein. Die beckenaxiale Entwässerung erfolgte nach Westen, wo sie etwa in der Gegend um Lyon ins Meer mündete. Sie verschob sich ebenfalls immer mehr nordwärts.

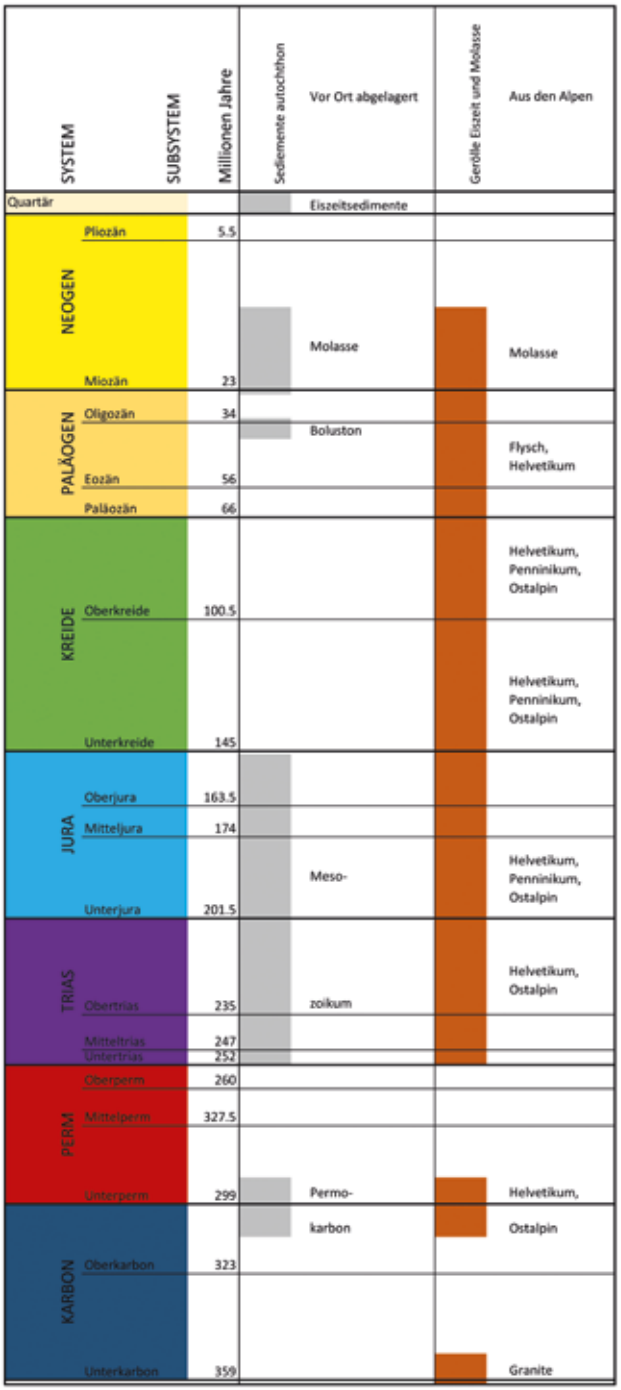


Abbildung 2

Alter der Gesteinsvorkommen im Kanton Zürich. Autochthone Sedimente (vor Ort entstandene Ablagerungen) und Alter der Komponenten (Molassegerölle, Findlinge und Eiszeitschotter aus den Alpen, mit ihren Herkunftsgebieten).

Illustration: T. Bolliger

Im Laufe der OSM fand eine Abkühlung statt, was an der Veränderung der fossilen Floren und Faunen erkannt werden kann.

Obermiozän, Pliozän (12—2.5 Mio. Jahre vor heute), Schichtlücke

Dieser Zeitraum ist im Kanton Zürich und dessen Umgebung nicht nachgewiesen. Wieweit Sedimentation, Stagnation oder Erosion vorherrschte, bleibt spekulativ.

Quartär: Pleistozän (2.5—0.015 Mio. Jahre vor heute), Land, Süsswasser- und Gletscherablagerungen

Die frühesten Sedimente nach der OSM sind grobe Schotter und Moränen, die nur ganz lokal auf den höchsten Molasse-Erhebungen reliktisch vorhanden sind. Es sind dies bis zu 2.5 Millionen Jahre alte Quartärablagerungen, die Deckenschotter genannt werden und etwa am Irchel, auf dem Üetliberg oder am Stoffel gefunden werden können. Andere Moränen und Schotter liegen tiefer an Talflanken und wieder andere liegen in den Tälern und füllen oftmals übertiefte Rinnen (alte Täler) aus, welche sich in der heutigen Topografie nicht mehr bemerkbar machen. Die Datierungen, Korrelationen und Zuordnungen solcher Vorkommen sind äusserst schwierig und werden oft kontrovers diskutiert. Erst bei den Ablagerungen nach dem Rückzug der letzten grösseren Vergletscherungen können die Zusammenhänge einigermassen klarer nachvollziehbar rekonstruiert werden.

Quartär: Holozän (0.015 Mio. Jahre bis heute), Land- und Süsswasserablagerungen

Dies ist die Zeit der Vegetationsrückkehr im nordalpinen Vorland. Es ist auch die Zeit der Sesshaftwerdung und Siedlungsgeschichte des Menschen.

Anthropozän?

Nun leben wir in einer vom Menschen massgeblich geprägten Zeit und Landschaft. Die Jetztzeit wird daher Anthropozän genannt. Wo diese genau begonnen haben soll, wird unter Wissenschaftern immer noch uneins diskutiert.

Die Lägern — vom Jurameer zum Faltenjura

Thomas Bolliger

Die Lägern bildet den östlichsten Faltenzug des Faltenjurabogens (auch Kettenjura genannt) und reicht gerade noch etwa 6 km in den Kanton Zürich → **Abbildung 1**. Dies ist neben den Felszähnen im Rheinfall und kleinen Aufschlüssen bei Flurlingen die einzige Region im Kanton Zürich mit an der Erdoberfläche aufgeschlossenen jurazeitlichen Meeresablagerungen. Durch Höhen von über 800 m ü. M. ist der markante Lägern-Höhenzug ein beliebtes Wander- und Ausflugsziel im nordwestlichen Kantonsteil **(Exkursion 1 in Bolliger 1999, Meier & Meier 2008)**. Am nordöstlichen Ende des Faltenzuges wurden bei Dielsdorf, Steinmaur und Regensdorf umfangreiche Steinbrüche in Oberjurakalken angelegt und hier während über 100 Jahren Kalksteine abgebaut **(Hauser & Furrer 2022)**. Die Steinbrüche sind heute stillgelegt, teilweise mit Deponiematerial aufgefüllt oder dienen als Umschlagplatz im Steinhandel. Im Faltenzug zwischen Baden und Dielsdorf, dessen höchste Erhebung bei der Burgruine Alt Lägern 866 m ü. M. erreicht, können verschiedenste geologische Schichten studiert werden **(Funk & Rieber 1999)**. Der markante harte scharfkantige Grat wird von der spätjurazeitlichen Villigen-Formation gebildet (Oxfordian). An der Südflanke des Hügelzuges folgen darüber die teilweise weicheren

Abbildung 1

Kartenausschnitt mit östlichem Lägerngrat, dem Wehntal im Norden und dem Furttal im Süden.

Kartenausschnitt: swisstopo

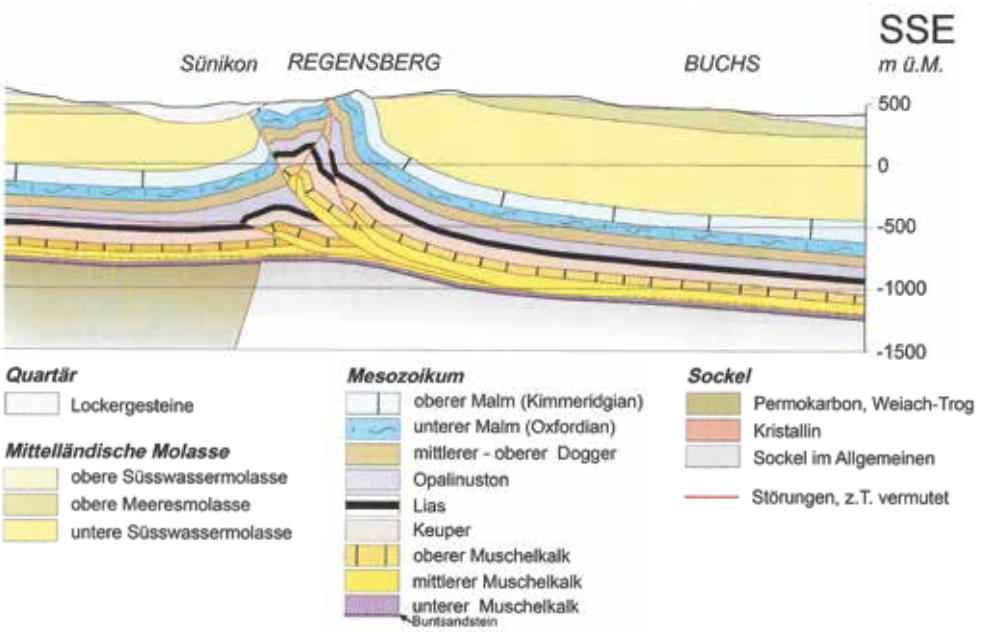


Abbildung 2

Geologisches Profil durch die Lägern.

Illustration: H. Näf (aus Hauser & Furrer 2022)

und jüngeren Schichtfolgen des Baden- und Wettingen-Members (Kimmeridgian). Deren Kalke bilden also die jüngsten Juraschichten im Südschenkel einer Antiklinale, welche interne Überschiebungen und eine Überkippung nach Norden aufweist. Im überkippten Nordschenkel des Faltengewölbes fehlen solche jüngeren Abfolgen grösstenteils. Die Nordabdachung der Lägern wird von der aufgebrochenen Antiklinalstruktur gebildet, mit Keuper bis Unterjura im westlichen Faltenkern und älteren Oberjurakalken im Dach des überkippten und überschobenen Nordschenkels → **Abbildung 2.** Vielfach ist diese klassische geologische Abfolge im Antiklinalkern durch eiszeitliche Bildungen verdeckt. Nordwestlich vom Burghorn, bereits auf Aargauer Boden gelegen, hat der Gipsbach bei Oberehrendingen die tieferen Schichten der mesozoischen Abfolge bis zum Gipskeuper anschaulich entblösst. Durch menschliche Abbautätigkeiten sind dort diese Schichten, sowie Unterer und Mittlerer Jura teilweise bis heute an der Oberfläche gut sichtbar. Die Mesozoische Schichtfolge schliesst im Süden mit den Oberjurakalken des Kimmeridgian ab. Besonders im Baden- und Wettingen-Member finden sich zahlreich jurazeitliche Meeresfossilien → **Abbildung 3.** Kreidezeitliche Sedimente finden sich keine.

Abbildung 3

Fossilienbeispiel von der Lägern: Ammonit (6 cm Durchmesser) mit seinem Abdruck (Oberjura, Kimmeridgian).

Foto und Sammlung: T. Bolliger, 2022

Karsttaschen im Oberjurakalk sind mit Verwitterungslehmen, sogenanntem Boluston und Bohnerz verfüllt. Im Steinbruch Dielsdorf konnten in den gelben und rötlichen Lehmfüllungen solcher Karstspalten seit Ende der 1950er-Jahre Zähne und Knochen späteozänzeitlicher Säugetiere nachgewiesen werden **(Bolliger 1999)**. Grossflächig abgelagerte Sedimente finden sich darüber erst wieder ab dem jüngeren Oligozän mit Sandsteinen und Mergeln der Unteren Süsswassermolasse. Auf Aargauer Gebiet kann das Einsetzen dieser Sedimente mit Funden kleiner Säugetiere auf jüngstes Oligozän vor 24—25 Millionen Jahren eingegrenzt werden **(Bolliger 2013)**. Molassebedeckung mit Unterer Süsswassermolasse und Oberer Meeresmolasse findet sich sowohl am Nordabhang als auch am Südabhang der Lägern stellenweise aufgeschlossen. Erst weiter nördlich und südlich der Lägernkette sind sie auch von Oberer Süsswassermolasse überdeckt, soweit keine Eiszeitsedimente darauf liegen. Bei Buchs (ZH) findet sich in Molassesandsteinen der Oberen Süsswassermolasse (Glimmersande der beckenaxialen Entwässerung) das Schaubergwerk Chrästel, das durch seine von Menschenhand erschaffenen Relieffiguren bekannt geworden ist. Die Molasseschichten sind an der Lägern schief gestellt, das bedeutet, dass diese Molasseschichten von der Lägernfaltung mitbetroffen wurden und diese tektonische Aktivität also klar jünger sein muss. Sie dürfte in einem Zeitraum vor 10—5 Millionen Jahren stattgefunden haben. Eiszeitrelikte sind ebenfalls an beiden Lägernabhängen und sogar auf der Lägern selbst zu

Abbildung 4

Das Städtchen Regensberg liegt am Ostende der der Lägern-Kette kurz vor deren Abtauchen (Ansicht aus Nordwest).

Foto: T. Bolliger, 13.9.2022

finden. Beim Expohof reichen sie auf über 700 m ü. M. hinauf und dürften früheren Vereisungsphasen vor über 500 000 Jahren zuzurechnen sein. Auch die höchstgelegenen reliktischen und tiefgründig verwitterten Moränenreste auf der Hochwacht (840—850 m ü. M.) stammen von einer undatierten, wohl sehr frühen Eiszeitphase. Im Wehntal, welches vom letzten Eisvorstoss knapp verschont blieb, sind umfangreiche See- und Torfsedimente von vor rund 40 000 Jahren erhalten geblieben. Sie sind berühmt geworden durch die Funde von Mammut-Skelettresten in Niederweningen, was u. a. dort zum Bau des heutigen Mammutmuseum Niederweningen führte. In diesem Museum sind die Geologie der Umgebung sowie zahlreiche Fossilfunde aus verschiedenen geologischen Zeiten sehr anschaulich präsentiert und erläutert. Auch für die regionale Geschichte des Menschen ist die Lägernregion interessant. Der exponierte Höhenzug bot sich für den Bau von Burgen und bewehrten Siedlungen an, auf Zürcher Gebiet sind dies Alt Lägern und Regensberg. Die Hochwacht war ein Teil eines ausgeklügelten Alarmsystems der jüngeren vorindustriellen Geschichte. Vom Lägerngrat geniesst man bei klaren Wetterlagen denn auch eine erstaunliche Rundsicht: im Norden vom Schwarzwald, Randen bis zum Hegau, im Süden der Alpenkranz vom Säntis über die Glarner und Innerschwyzer Alpen bis zu den

Viertausendern der Berner Alpen. Selbst von der älteren Siedlungsgeschichte gibt es spannende Überlieferungen: Bei Boppelsen wurden in neuerer Zeit Abbaustellen von Silex, auch Feuerstein genannt, dem bevorzugten Werkmaterial der Steinzeitleute, gefunden und näher untersucht. Die Ausbeutungen fanden im 4. Jahrtausend vor unserer Zeitrechnung statt **(Altorfer 2015)**. Eine Steinzeitsiedlung wurde in Otelfingen 2009 ausgegraben **(Huber & Kienholz 2021)**. Der Höhenzug der Lägern bietet geologische wie landschaftliche und botanische Abwechslung und stellt eine wichtige Naherholungsregion für die Einwohner der Stadt Zürich und aus dem aargauischen Baden dar **→ Abbildung 4**. Exkursionen lassen sich von verschieden Seiten angehen: von Baden-Wettingen im Aargau, Dielsdorf-Regensberg im Osten, dem Wehntal im Norden (Niederweningen, Schleinikon, Sünikon) oder dem Furttal im Süden (Otelfingen, Boppelsen, Buchs).

Der Rheinfall — Wie die Eiszeiten einen Flusslauf steuern

Stephan Frank

Der rund 150 m breite Rheinfall an der Kantonsgrenze Zürich — Schaffhausen ist mit 25 m Fallhöhe der mächtigste Wasserfall eines grösseren Flusses in Mitteleuropa und die wichtigste Touristenattraktion der Nordostschweiz. Im Frühsommer stürzen normalerweise rund 600 m^3 Wasser pro Sekunde in die Tiefe; an Pfingsten 1999 waren es enorme 1180 m^3/s, was statistisch etwa alle 200 Jahre vorkommt! Eine Schifffahrt zum Felsen inmitten des Rheinfalls ist deshalb insbesondere bei Hochwasser ein eindrückliches Erlebnis.

Die weit in die Eiszeiten zurückgehende Entstehung des Rheinfalls kann man auf einem Rundgang von Laufen her auf Zürcher Seite oder von Neuhausen aus auf Schaffhauser Seite erkunden → **Abbildung 1.** Wir starten unsere geologische Zeitreise beim Schloss Laufen, das auf Kalksteinen aus der Jura-Zeit (erdgeschichtliche Epoche des Oberjura, «Malm») steht. Diese entstanden vor 150 bis 140 Millionen Jahren in einem tropischen Meer, vergleichbar beispielsweise mit den heutigen Bahamas-Inseln. Neben Fischen beherbergte dieses Meer eine reiche Fauna aus Muscheln, Schnecken und Seeigeln. Beim Schlossfelsen selbst sieht man — wie auch oberhalb des Rheinfalls im Flussbett — gebankte Kalke (sogenannter Plattenkalk), die in Lagunen oder tieferen Meeresbereichen abgelagert wurden und Versteinerungen von urzeitlichen Tintenfischen (spiralförmige Ammoniten, keilförmige Belemniten) enthalten können. Steigen wir auf dem Wanderweg Richtung Rhein hinab, so fallen am Ufer bei der Eisenbahnbrücke massige Kalke auf, die aus Schwammriffen, also mit Kalk verfestigten, ursprünglich filigranen Lebewesen bestehen (sogenannter Massenkalk). Von der Eisenbahnbrücke und dem anschliessenden Uferweg auf der Schaffhauser Seite aus hat man einen guten Überblick von oben auf den Rheinfall, wo die ebenfalls aus Massenkalk aufgebauten, der Erosion widerstehenden Felszähne eine markante Kulisse bilden → **Abbildung 2.** Obwohl der Rhein unterhalb des Bodensees wenig Sand und Schwebstoffe führt, nagt die Erosion durch Wasseranprall, Verwitterung und Frost sehr langsam auch an diesen harten Kalkgesteinen. Der mit dem Boot erreichbare

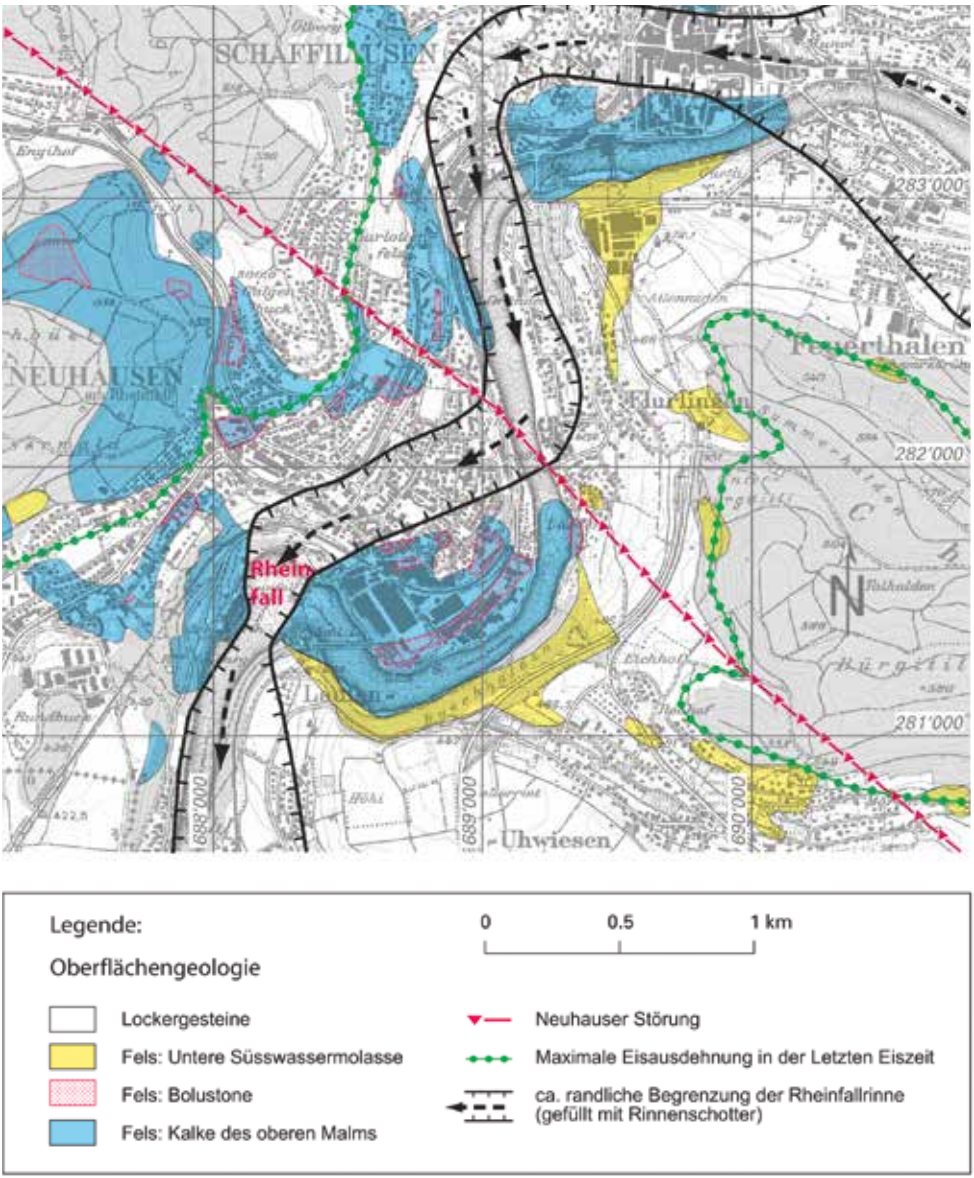


Abbildung 1

Geologische Übersichtskarte der Region Schaffhausen-Neuhausen.

Graphik: Aus Rick (2006), ergänzt und vereinfacht.

Abbildung 2 a (oben)

Blick aus Osten auf den Rheinfall bei einer Wasserführung von 160 m³/s. Links das Zürcher Ufer mit dem Besucherkänzeli auf Massenkalk. In der Bildmitte der Besucherfelsen am östlichen Rand der Schotterrinne. Dahinter das Schlösschen Wörth, das am westlichen Rand der Schotterrinne auf Kalkstein steht.

Foto: S. Frank, 27.10.2018

Abbildung 2b (unten)

Blick aus Westen bei einer Wasserführung von 230 m³/s.

Foto: L. Grämiger, 3.2.2022

Abbildung 3

Sicherungsmassnahmen Felszähne. — Am kleinen Felszahn im Zürcherfall mittels Untermauerung Ende des 19. Jahrhunderts — Stabilisierung des Besucherfelsens durch Spritzbeton-Sicherung 1984/85, die auch in der Höhle beim kleinen Felszahn angebracht wurde.

Foto: L. Grämiger 3.2.2022.

sog. Besucherfelsen zwischen dem Zürcherfall und dem Schaffhauserfall wurde im Winter 1984/85 auf der der Flusserosion am stärksten ausgesetzten Oberwasserseite aufwändig mit Injektionen und einem Spritzbeton-Mantel gesichert → **Abbildung 3**. Der kleinere Felszahn im Zürcherfall ist bereits im späten 19. Jahrhundert mit einem Mauerwerk in Form eines Brückenpfeilers unterstützt worden, da man bei einer Begehung 1879/80 bei extrem niedrigem Wasserabfluss eine Unterhöhlung beobachtete und einen Absturz befürchtete. Aktuell laufen Untersuchungen zur Klärung der längerfristigen Stabilitätsverhältnisse des Besucherfelsens mittels geophysikalischer Methoden → **Abbildung 4**. Dabei wird die Eigenschwingung des Felszahns, welche durch die natürliche Bodenunruhe und den Wasseranprall an den Felsen entsteht, mit Seismometern erfasst. Diese Messungen liefern Informationen über die Gesamtstabilität des Felsens. Langfristige Veränderungen im Schwingungsverhalten können Hinweise auf strukturelle Änderungen im Gestein sein und so in Zukunft bei Sicherheitsbeurteilungen mitberücksichtigt werden.

Geht man weiter über die Eisenbahnbrücke und entlang des Schaffhauser Ufers rheinabwärts, sieht man v. a. bei tieferem Wasserstand im Flussgrund löcherartige Vertiefungen, die wie der Rheinfall selbst auf einer Linie in ungefähr Nord-Süd-Richtung

Abbildung 4

Stabilitätsabklärungen 2022

oben: Ansicht des Besucherfelsens mit geophysikalischen Messgeräten (grüne Seismometer).

unten: Messarbeiten auf der Spitze des Besucherfelsens.

Fotos: L. Grämiger 3.2.2022

angeordnet sind → **Abbildung 5**. Diese Schwächezonen im Felsverband (Klüfte), die auch im Besucherfelsen vorhanden sind, entstanden im Zusammenhang mit Hebungen. Dadurch gelangten die Kalke an die Erdoberfläche und waren einer vielleicht bis gegen 100 Millionen Jahre andauernden, tiefgreifenden Verwitterung in einem feucht-tropischen Klima ausgesetzt (Verkarstung). Die erwähnten Löcher wie auch kleine Spalten und Höhlen, die z.B. beim Abstieg zu den Aussichtsplattformen auf Zürcher Seite zu beobachten sind, entstanden dabei über sehr lange Zeiträume durch Kalklösung und wurden mit den Verwitterungsrückständen aus Ton sowie kugelförmigen Eisenablagerungen (Boluston und Bohnerz, sogenanntes «Siderolithikum») gefüllt. Heute hat sie der Fluss und die Verwitterung durch Regen in den Uferbereichen teilweise oder ganz ausgespült. Dieselben Ablagerungen waren z.B. in Baugruben gerade nordöstlich der Eisenbahnbrücke oder im Cholfirst-Tunnel der Nationalstrasse A4 bei Flurlingen aufgeschlossen. Dort wurden rund 7000 m^3 Bohnerz nachgewiesen, was etwa 10% des im 19. Jahrhundert gesamthaft im Kanton Schaffhausen geförderten Erzes entspricht **(Hofmann 1992)**!

Aber wir sind etwas vom Weg abgeschweift und gehen weiter hinunter ins Rheinfallbecken. Geologisch betrachtet machen wir damit einen riesigen Zeitschritt, sind wir doch an

Abbildung 5

Ansicht des Rheinfalls vom Zürcher Ufer, Schloss Laufen: Im Flussbett erkennbar die Nord-Süd verlaufenden Klüfte parallel zum Rheinfall und die Klüfte in ca. Ost-West-Richtung markiert durch die kleinen Gefällstufen. Hinter dem Besucherfelsen ist das Steilbord am Neuhauser Ufer in den Schottern der Urwerf-Rheinfall-Rinne zu sehen.

Foto: S. Frank 27.10.2018

der Laufengasse (Neuhausen) von den Kalken mit den Karstfüllungen des Siderolithikums rund 50 Millionen Jahre «vorwärts» ins Eiszeitalter «gesprungen». Dies ist die Zeit, welche wesentlich ist für die Entstehung des Rheinfalls. Der «Ur-Rhein» floss schon seit dem frühen Eiszeitalter (ab etwa 2.6 Mio. Jahren) als gewaltiger Fluss aus dem Bodenseeraum wenig nördlich an der Altstadt von Schaffhausen vorbei ins Klettgau und traf erst bei Waldshut auf das heutige Rheintal (sogenannte Klettgau-Rinne). Die tiefste Talsohle lag bis 100 m unter dem heutigen Niveau des Klettgaus und wurde im Laufe der älteren Eisvorstösse von mächtigen, mit Moräne und Seeablagerungen unterteilten Schottern wieder aufgefüllt. Eine detaillierte Beschreibung dieser komplexen Erosions- und Sedimentationsgeschichte ist in Preusser et al. **(2011)** zu finden. Gletschervorstösse in den Raum Schaffhausen vor rund 180 000 bis 130 000 Jahren (Beringen-Eiszeit, «Riss») führten dann zur Blockierung dieses Rheinlaufes und zwangen den Fluss bis vor der Letzten Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit, «Würm») westlich der Altstadt von Schaffhausen nach Süden auszuweichen (sog. Urwerf-Rheinfall-Rinne). Dabei nahm dieser Flusslauf den Weg unter Neuhausen durch ins Gebiet des heutigen Rheinfallbeckens, das ja — wie wir gesehen haben — sowohl beim Schlösschen Wörth wie auch beim Rheinfall / Schloss Laufen von den harten Kalkfelsen umschlossen wird → **Abbildung 2**. Blickt man aber vom Rheinfallbecken gegen Nordosten hinauf zum Bahnhof Neuhausen-Rheinfall → **Abbildung 5** oder vom Schlösschen Wörth gegen Süden linksufrig des Rheins hinab, so erkennt man nirgends die harten Kalkfelsen. Der Untergrund wird in diesen Bereichen von den sogenannten Schaffhausen-Schottern der Urwerf-Rheinfall-Rinne gebildet, welche noch rund 20 m unter das heutige Flussniveau im Rheinfallbecken reichen. In diesen Schottern fliesst Grundwasser, das in der nahe beim Rheinfallbecken liegenden Fassung Neuhausen zu Trinkwasserzwecken (Konzessionsmenge 18 000 l/min) genutzt wird.

Beim maximalen Gletschervorstoss in der Letzten Eiszeit vor rund 24 000 — 22 000 Jahren reichte das Eis bis an den Eingang des Klettgaus nordwestlich von Neuhausen. Die Landoberfläche lag damals vor dem letzten Eisrückzug bei etwa 450 m ü. M., also rund 90 m höher als das heutige Rheinfallbecken. Der Rhein erodierte danach ab etwa 20 000 Jahren vor heute abermals tiefer, fand aber seinen ursprünglichen Lauf nicht genau wieder und floss

bei der Brücke Neuhausen-Flurlingen über seinen ursprünglichen Talrand hinaus gegen Süden weiter. Dabei entstand ein Prallhang in den Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse («Buechhalden») → **Abbildung 1**. Der Rhein bog erst wieder nach Westen ab, als er grossflächig auf dem harten Kalkfelsuntergrund floss und so zum «Umbiegen» in nordwestliche Richtung veranlasst wurde. So fand er vor ca. 18 000 Jahren am fast senkrechten, linken Ufer des ehemaligen Rheinlaufs die alte Schotter-Talfüllung wieder und modellierte innerhalb von etwa 4 000 Jahren das Naturspektakel des Rheinfalls, welches heute täglich Besucher aus aller Welt in den Bann zieht.

Tössegg — Molasse, Eiszeit und junge Talbildungsgeschichte

Thomas Bolliger

Die Tössegg ist geologisch gesehen recht vielfältig. Eine Übersicht gibt Baumann (1987). Bei der Tössegg mündet die Töss von Süden her in eine markante Rechtsschlaufe des Rheins → Abbildung 1. Die heutige Flussbasis bei der Einmündung der Töss liegt in den obersten Schichten der Unteren Süsswassermolasse (USM), die hier insgesamt noch 100—200 m mächtig ist. Wir befinden uns in der nördlichsten, alpenfernen Ausprägung der Molassesedimente mit Sandsteinen und Mergeln, seltener lokalen Süsswasserkalken. Etwas geringere Mächtigkeiten von nur bis wenig über 100 m erreicht die hangende Obere Meeresmolasse, die an der Tössegg und weiter tössaufwärts steile Uferwände aus Sandstein bildet. Diese grösstenteils monoton erscheinenden ehemaligen Meeressande sind das Resultat eines Meeresvorstosses vor rund 21—18 Millionen Jahren → Abbildung 2. Diese älteren Schichten der OMM sind hier überwiegend wenig fossilführend. Sie beginnen über der USM meist mit grünlich-grauen glaukonithaltigen Sandsteinen und plattigen grauen mergeligen Sandsteinen. Nur lokal kommen an der Basis Geröllschnüre mit Quarziten, Haifischzähnen und Schalenresten vor (Baumann 1987). Die jüngeren Schichten der OMM beginnen dann meist mit einer rund einen Meter mächtigen Gerölllage, die als Quarzit- oder Austernnagelfluh bezeichnet wird und Fossilreste von Meereslebewesen führt. Darüber folgen kreuzgeschichtete Sandsteine, teils mit Gerölllagen und Mergelgeröllen. Gelegentlich enthalten auch sie Austernreste und Haifischzähne, ähneln aber sonst teilweise bereits den Glimmersandsteinen der Oberen Süsswassermolasse. Die Aufschlussverhältnisse sind leider relativ schlecht, entweder an den unzugänglichen vertikalen Schluchtwänden der Töss, oder unwegsam und verwachsen in deren Seitentälchen (z. B. Tüfenbach nördlich von Schloss Teufen). In Teufen folgt oberhalb von 450 m die Obere Süsswassermolasse. Im Aufschluss Sandgrueb Tüfmatten (540 m) sind Glimmersandsteine mit Kreuzschichtungen zu sehen (→ Kapitel Teufen/Beckenaxiale Flussande, S. 50, Glimmersandsteine am Irchel). Ansonsten kommen auch Sandsteine und Mergel der alpenfernen Anteile der Hörnliflüsse vor. Sie sind kalkreicher und führen

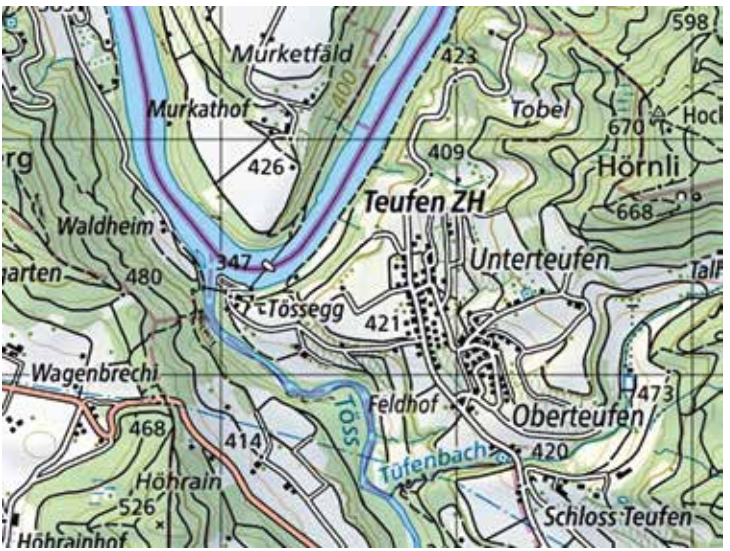


Abbildung 1

Übersichtskarte der Tössegg-Region.

Kartenausschnitt: swisstopo

weniger Glimmer. Beim Parkplatz Sandgrueb liegt ein grösserer Block mit «löchriger» Nagelfluh, einem früheiszeitlichen Konglomerat. Dieses bildet das Deckplateau des Irchels ab etwa 620 m (→ **Kapitel Irchel/frühes Eiszeitalter, S. 81**, Höhere Deckenschotter am Irchel). Zwischen den jüngsten miozänen Molasse-Ablagerungen und dem altpleistozänen Deckenschotter besteht eine Schichtlücke von über 10 Millionen Jahren. Ob und wann während dieser Zeit noch weitere Ablagerungen und Erosion erfolgten bleibt spekulativ. Die hart zementierten Deckenschotter schützen die darunterliegende weichere Molasse des Irchels vor Erosion.

Die tief in den Molassefels einerodierten Flusstäler bezeugen eine aktive jüngste Flussgeschichte. Mit dieser komplexen Landschaft haben sich diverse Autoren beschäftigt **(Ellenberg 1972, Hofmann 1977, Keller 1977, Keller & Krayss 2005, Graf 2009).** Dazu muss man etwas ausgreifen: Vor der letzten grossen Eisausdehnung (Birrfeld-Eiszeit / «Würm-Eiszeit») floss der Rhein nördlich von Buchberg-Eglisau und südlich von Hüntwangen Richtung Westen. Diese grosse Vereisung hinterliess von Neuhausen über Jestetten-Lottstetten bis Buchberg einen ausgeprägten Moränenwall, hinter welchem sich nach dem Gletscherrückzug zunächst ein See staute. Die Rhein-Entwässerung erfolgte nun zwischen Buchberg und Flaach südlich von Rüdlingen in der Molasse. Durch

Abbildung 2

Schluchtwände der Töss aus Sandsteinen der Oberen Meeresmolasse.

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

Abbildung 3

Blick von der westlichen Tössegg Rhein-Aufwärts.

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

mitgeführte Geröll- und Sandmassen konnte sich der Rhein hier rasch eintiefen → **Abbildung 3**, der zuvor gebildete Gletscherstausee entleerte sich. Im Raum Teufen-Buchberg finden wir verschiedene eiszeitliche Schotterniveaus an den Talflanken. Jüngere Schotter bilden eine Verebnung bei Waldheim um 360 m, ein weiterer Schotterkomplex liegt bei Murkathof, Unterteufen bis Federen und liegt auf 400—420 m. Ein risseiszeitlicher Schotter (Beringen-Eiszeit) findet sich nordwestlich von Murkathof, er reicht bis rund 470 m. Der Hügel von Buchberg ist schotterfrei, er blieb zumindest in der letzten grossen Eisausdehnung vor 22 000 Jahren (Birrfeld-Eiszeit / «Würm-Eiszeit») vom Gletschereis unberührt, was hier zu einer tiefgründigen Verwitterung der Molasse führte und diese trotz flacher Lagerung anfällig für Rutschungen macht. Im unteren Tösstal entstanden beim Gletscherrückzug kurzzeitig Zungenbeckenseen, desgleichen auch im linksseitigen Tösszufluss bei Embrach (Wildbach). Das Embracher Tal ist gegenüber dem Tösstal stark unterteuft worden. So liegt die Felsoberfläche zwischen Embrach und Freienstein teilweise auf 310 m. Diese Erosion ist eiszeitlich und vor der letzten Vereisung unter einem Eislappen entstanden. Die Tössschlucht ist hingegen erst nach der Letzten Vereisung entstanden. Besonders der Rheindurchbruch bei Rüdlingen führte dabei zu einer raschen Tiefenerosion im Rheintal und damit verbunden zur Bildung der unteren Tössschlucht **(Baumann 1987)** → **Abbildung 4.**

Betrachten wir das heutige Tössbett bei der Tössegg, so fällt der Schotterreichtum auf, während die Talflanken aus Molassesandsteinen bestehen. Die Schotter stammen demzufolge von umliegenden höher gelegenen eiszeitlichen Schotterresten, aus den Deckenschottern und von weiter Tösstal-aufwärts. Wenn man die Geröllkomponenten betrachtet, so fallen zunächst zahlreich vorhandene unscheinbare harte graue Kalke auf, sodann alpine Buntsandsteine und Radiolarite. Seltener,aber noch auffälliger, sind Granite, Amphibolite, Diabase oder rötliche Kalkbrekzien → **Abbildung 5.** Eingestreute grössere Kalktuffbrocken stammen von Quellbächen der linken Töss-Talseite südöstlich von Rorbas, oder von zerstörten älteren Bauwerken (Brücken aus römischer Zeit und bis nach dem Mittelalter). Gelegentliches Schlackenmaterial zeugt von jüngeren menschlichen Aktivitäten.

Historisch war die Tössegg immer ein strategisch wichtiger Punkt. Fährbetriebe überbrückten hier traditionell die Töss

Abbildung 4

Oberhalb der Tössegg, Blick nach Süden in die Töss-Schlucht.

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

Abbildung 5

Gerölle aus der Töss bei der Tössegg: Granit, Diorit/Amphibolit, Diabas, Kalkbrekzie.

Foto und Sammlung: T. Bolliger, 2022

und den Rhein. Heute kann die Töss auf einer Fussgängerbrücke gequert werden. Auch für die Römer war der Ort strategisch wichtig, weshalb sie hier einen Wachturm errichteten. Die Landschaft der Tössegg ist heute Naturschutz- und beliebtes Naherholungsgebiet der Stadtbevölkerungen von Winterthur und Zürich. Es gibt ein Restaurant sowie Ausflugs-Schifffahrtsbetrieb.

Zweidlen — Mühlsteine und Haifischzähne

Thomas Bolliger

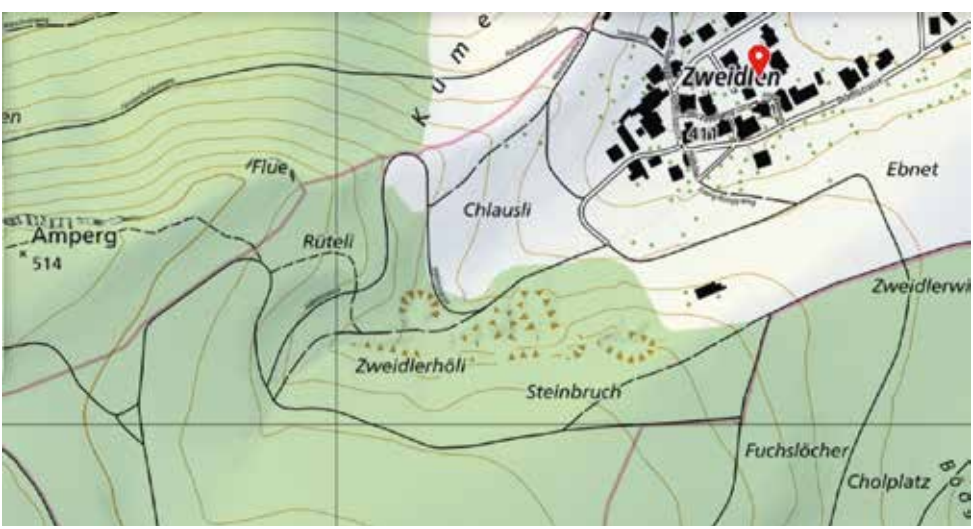
Zweidlen ist ein kleines bäuerliches Dorf und gehört zur Gemeinde Glattfelden. Es liegt über dem linksseitigen Glatttal am Ämperg, der früher Emperg oder auch Endberg benannt wurde → **Abbildung 1**. Bei Zweidlen-Station/Rheinsfelden fliesst die Glatt in den Rhein. Hier ist Untere Süsswassermolasse aufgeschlossen. Ab rund 410 m ü. M. folgt Obere Meeresmolasse (OMM), die aber weitgehend durch glaziale Bildungen verdeckt bleibt. Die Obere Meeresmolasse ist am Molassenordrand im Gebiet Weiach — Glattfelden wohl nur noch maximal rund 50 Meter mächtig. Oberhalb von Zweidlen Dorf und nach Süden ist die Obere Meeresmolasse bis in ca. 460 m ü. M. anzutreffen. Ab ca. 480 m ü. M. bis zur höchsten Erhebung bei Stein 547 m ü. M. folgt ein eiszeitlicher Deckenschotter. Gemäss geologischer Karte wird die gesamte Schichtserie der Oberen Meeresmolasse im Gebiet als OMM-II ausgeschieden, gehört also dem jüngeren Teil des OMM-Meeresvorstosses an.

Ein Steinbruch wird in den historischen Karten oberhalb von Zweidlen erst seit 1882 verzeichnet. Utzinger **(1872—75)** beschreibt in einem Artikel die Wiedereröffnung der Steinbrüche von Zweidlen um 1873. Dabei wurden alte Gänge mit Kavernen und Pfeilern entdeckt und Reste von unvollendeten Mühlsteinen.

Abbildung 1

Übersichtskarte der ehemaligen Sandsteinbrüche Zweidlen.

Kartenausschnitt: swisstopo



Es scheint, dass dieser unterirdische Abbau allein zu diesem Zwecke stattgefunden hatte. Utzinger vermutete ein Römisches Alter, während gefundene Werkzeuge eher einen mittelalterlichen Abbau annehmen liessen. Wozu die neuen Abbau-Aktivitäten dienten, wird aus Utzingers Ausführungen leider nicht klar. Ein Abbau erfolgte indessen nicht sehr lange. Im Jahre 1938 versuchte sich ein aus Ungarn zurückgekehrter Auslandschweizer in den gepachteten verlassenen Stollen mit einer Champignonzucht, was zunächst erfolgreich schien, aber wohl bald den Kriegsnöten zum Opfer fiel **(Staub 1938)**. Seither blieb das Gelände wohl nur noch als Wald genutzt. Berichte im Internet über Stollenbegehungen **(Karrer 2012 und 2013)** liessen gelegentliche Nutzungen der Stollen als Pflanzenüberwinterungs- und Lagerort vermuten. Inzwischen (2022) ist einer der beiden Stollenzugänge mit neuen Holzbohlen befestigt und der Eingang durch eine Tür mit Vorhängeschloss gesichert **→ Abbildung 2.** Der Raum dahinter wird wohl weiterhin Lagerungszwecken dienen. Die Beschaffenheit des Sandsteins, aus dem die Mühlsteine gefertigt wurden, bleibt leider etwas unklar. Es handelt sich in jedem Fall um einen sehr festen Sandstein. Utzinger bezeichnet diesen als «Muschelsandstein». Bis und mit Stolleneingang liegen wechselharte, teils knauerige Sandsteine vor, die gelegentlich von fossilführenden Grobsandschnüren durchzogen werden **→ Abbildung 3.** Die Stollen wurden an der Basis dieser weicheren wechsellagernden Schichten angelegt, mit dem harten Stein als Bodenunterlage. Die Mühlsteine wurden dann aus diesem Bodenfels gebrochen. Der harte und kompakte «Muschelsandstein», aus dem die Mühlsteine hergestellt wurden, findet sich an der Oberfläche heute nicht aufgeschlossen. Er soll mindestens etwas über 2 m Mächtigkeit besitzen und nach unten in eine zerklüftete Variante übergehen. Utzinger **(1872—75)** beschreibt das Steinbruchprofil von rund 40' (40 Fuss), was etwa 12 m entsprechen würde (1 Fuss = ca. 30 cm), **→ Tabelle 1.**

8'	2.4 m	Ackererde
10—12'	3—3.6 m	Lockerer Sand
15'	4.5 m	Fester Sand
7'	2.10 m	kompakter Muschelsandstein
> 1'	>0.3 m	zerklüfteter Muschelsandstein

Tabelle 1

Das Profil im Steinbruchgebiet Zweidlen nach Utzinger (1872—75), von oben.

Abbildung 2
Ein verschlossener Stolleneingang (2022).
Foto: T. Bolliger, 28.3.2022

Abbildung 3
Wechsellagerung im OMM-Sandstein.
Foto: T. Bolliger, 28.3.2022

Abbildung 4

Strömungswülste und Rippelmarken im OMM-Sandstein (Bank-Unterseite).

Foto: T. Bolliger, 28.3.2022

Die heute noch mehr oder weniger gut aufgeschlossene Felswand umfasst um 8 m Wechsellagerung von harten und weichen Sandsteinlagen mit besonders im unteren Teil eingeschalteten Grobsandlagen, überwiegend Quarzsand. Der quarzreiche Sand mit gut gerundeten Körnern deutet auf längere Abrasion durch Wellen- und Strömungstransport hin. Im oberen Profilteil finden sich lokal schöne Strömungswülste, Rippelmarken und Bioturbationsspuren → **Abbildung 4**. Die einzelnen grobsandigen Lagen sind wenig durchhaltend und zeigen leichte Kreuzschichtungen. In den grobsandigen Lagen, die auch kleinere Gerölle enthalten können, lassen sich diverse Fossilien finden → **Tabelle 2**. Die meisten davon

Tabelle 2

Durch Aussieben von rund 20 kg Grobsand konnten folgende Fossilgruppen nachgewiesen werden.

Säugetiere:	1 Abgerollter Unterkieferzahn (Schwein? unbestimmbar) 1 abgerollter Molar eines kleinen Bibers (Castoridae)
Reptilien:	1 abgerollter Zahn (Crocodilomorpha? unbestimmbar)
Knochenfische:	1 abgerolltes Zähnchen
Haie:	>20 Zähnchen, v. a. Sandtigerhaie (Carchariidae) und andere
Rochen:	2 Zähnchen (echte Rochen, Raijidae), diverse Bruchstücke von Stechrochenverwandten (Myliobatiformes)

sind nur wenige mm gross. Am auffälligsten sind Haifischzähne, die bis über 2 cm Länge erreichen können → **Abbildung 5**. Unter den Haifischzähnen dominieren Sandtigerhaie, die eine küstennahe Lebensweise führen. Auch die übrigen Fossilreste, vor allem aber die Grobsandlagen und Gerölleinschwemmungen sprechen klar für einen küstennahen Sedimentationsort.

Die alte Sandgrube Zweidlen ist ein gut zugänglicher Ausflugsort und bietet einen anschaulichen Einblick in einen Teil der Oberen Meeresmolasse im Kanton Zürich. An den Felswänden im hinteren westlichen Bereich ist teilweise Vorsicht vor möglichen Felsabbrüchen geboten.

Abbildung 5

Haifischzähne aus den Grobsandlagen der OMM von Zweidlen.

Foto und Sammlung: T. Bolliger, 2022

Käpfnach bei Horgen — Das grösste ehemalige Kohlebergwerk der Schweiz

Dominik Letsch

Der Horgner Ortsteil Käpfnach ist schweizweit unter Bergwerksenthusiasten ein bekannter Name, befindet sich hier doch das grösste ehemalige Kohlebergwerk der Schweiz. Genauer genommen handelt es sich um zwei Bergwerke, das eigentliche Bergwerk Käpfnach und das zweiteilige Bergwerk Gottshalden/Gwandlen beiderseits des Aabachtobels → **Abbildung 1**. Die Geschichte des Horgner Bergbaus ist detailliert dokumentiert **(Letsch 1899, Horgner Jahrheft 1982, Laager und Sarbach 2005)** und dessen geschichtliches, kulturelles und geologisches Erbe wird durch den Bergwerkverein Käpfnach seit Jahrzehnten gepflegt **(www.bergwerk-kaepfnach.ch)**. Der Verein betreibt ein anschauliches Museum, hat einen oberirdischen Themenweg zum Thema Kohlebergbau ausgearbeitet und bietet Führungen im Besucherstollen des Bergwerks an. Eine solche Führung gewährt den besten Einblick zur Geologie des Flözes, welches heute praktisch nur noch unter Tage gut studiert werden kann; einige wenige und oftmals durch Schutt bedeckte Aufschlüsse über Tage finden sich lediglich entlang des Aabachs und eines seiner Seitenbäche **(Gubler & Wyssling, Exkursion 8, in Bolliger 1999)**.

Die Kenntnis der Käpfnacher Kohle reicht bis mindestens ins 16. Jahrhundert zurück (so erwähnt der bekannte Zürcher Chronist Johann Stumpf 1548 Steinkohle aus den Herrschaften Wädenswil und Horgen) und erste Abbauversuche sind spätestens für das 1663 schriftlich dokumentiert. Dem Rat einer Expertenkommission folgend (welcher der berühmte Arzt und Naturforscher Johann Jakob Scheuchzer angehörte) ordnete die Stadtzürcher Obrigkeit in ihrem Bestreben, Kohle gegenüber dem traditionellen Brennholz bei der Bevölkerung beliebt zu machen, einen ersten konzessionierten Kohleabbau an, welcher allerdings nur von kurzer Dauer und mässigem Erfolg war (1709—1729). Richtig in Fahrt kam der wiederum staatlich organisierte Kohlebergbau erst im späten 18. und 19. Jahrhundert als ausländische Bergbau-Expertise eingekauft wurde: In der ununterbrochenen Abbauperiode von 1784 bis ca. 1910 wurden u. a. die heute als Besucherstollen begehbaren alten Hauptstollen angelegt. Im Nachgang

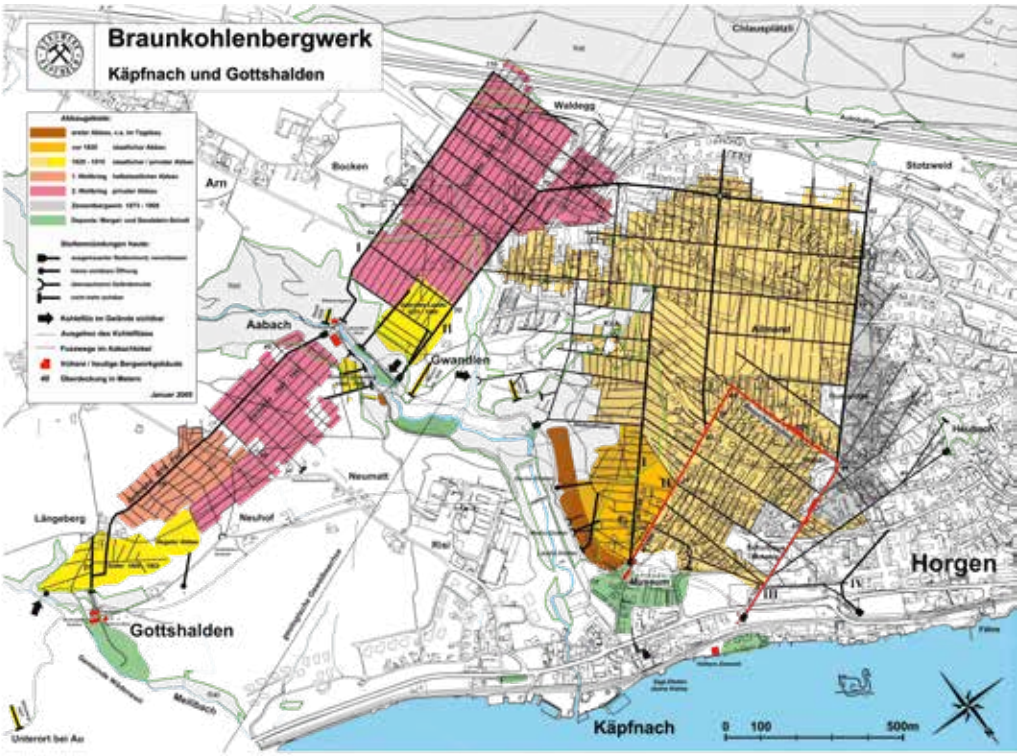


Abbildung 1

Übersichtskarte des Käpfnacher Bergbaureviers eingeteilt in die unterschiedlichen Abbauphasen.

schriftliche Mitteilung: Peter Laager, 4.8.2022

zum Deutsch-Französischen Krieg 1870/71 erreichte die Produktion 1874 mit 10 400 t/Jahr einen vorläufigen Höhepunkt; damals arbeiteten rund 100 Bergleute in den Stollen. Parallel dazu wurde ab ca. 1830 Mergel im Liegenden des Flözes zur Zementherstellung und als Düngemittel abgebaut. Ab ca. 1880 wurde der zunehmend defizitäre Abbau der Kohle stark heruntergefahren und schliesslich 1910 vollends eingestellt. Erneute Kohleknappheit infolge des 1. Weltkriegs führte rund 4 Jahre nach Kriegsbeginn zu einem reichlich späten weiteren Abbauversuch durch eine halbstaatliche Kommanditgesellschaft unter Leitung von Max Zschokke. So wurde 1918 bis 1921, aufbauend auf früheren privaten und teils illegalen Abbauversuchen, ein neues Bergwerk östlich des Aabachs zwischen Gottshalden und dem Tobel aufgefahren. Trotz eindrücklicher Infrastruktur mit Schmiede, Werkzeug- und Munitionsdepot, Schlafbaracke und Kantine für 50 Mann wurde der infolge eines Preissturzes der Steinkohle zunehmend defizitäre Abbau 1921 schliesslich eingestellt **(Letsch 1925)**. Einen letzten Höhepunkt erlebte der Horgner Bergbau während des 2. Weltkriegs,

als Kohle erneut knapp wurde. Wiederum unter Leitung von Max Zschokke wurde zwischen 1941 und 1947 Kohle im Bergwerk Gottshalden/Gwandeln abgebaut **(von Moos 1945)**. Im Spitzenjahr 1945 konnten bei einer Belegschaft von 228 Mann rund 13700 t Kohle gefördert werden. Sinkende Kohlepreise im Nachgang des Krieges führten dann 1947 zur endgültigen Aufgabe des Kohlebergbaus in Horgen.

Aus geologischer Sicht ist die Käpfnacher Kohle aufgrund ihres mässigen Gehalts an Kohlenstoff von rund 40—70% am ehesten als Braunkohle zu taxieren. Da bezüglich der äusseren Erscheinung (insbesondere die schwarze Farbe) aber doch Unterschiede zu klassischer Braunkohle bestehen, wird spätestens seit Letsch **(1899)** der Begriff Molassekohle verwendet. Den ersten Beschrieb des Flözes gab Scheuchzer **(Natur-Geschichten des Schweizerlandes, Band 3, 1718)** in seiner Funktion als Experte für die Stadtzürcher Obrigkeit: «Ob Käpfnach bey Horgen am Zürich-See streichen gewisse Gänge von Steinkohlen dem Berg nach an dem Meilibach, Aabach und im Aa-Tobel. Im Aa-Tobel fanden wir A. 1708 zwischen den Felsen eine zweyzoehlige Ader, einen Schuh tiefer eine andere von 3. Zohlen; etliche Zohl tieffer eine dritte von 8. Zohlen. Dazwischen sind allezeit harte Felsen. Ob denen Steinkohlen ist ein Lager von schwarzer Erde, welche zwahren auch schweffelichte Theil in sicht hat, gleichwohl zum Brennen nicht taugt. Unter der untersten Ader ist ein Lager von 4. Schuhen in die Tieffe von schwarzgrauem Mergel mit kleinen meistens zerbrochenen Schnecklein und Mueschelein beschwängeret, welche von der Suendfluth harkommen [...].» Spätere Studien **(Letsch 1899, Letsch 1925)** haben dieses Erscheinungsbild bestätigt: Die Kohle tritt in mehreren, maximal wenigen Dezimeter starken Schichten auf, welche durch dunkle oder graue Mergelbänder voneinander getrennt werden → **Abbildung 2**. Das Liegende bildet der teils auch abgebaute Mergel, das Hangende ebenfalls Mergel und darüber Sandstein. Lateral ist die Flözabfolge starken Wechseln unterworfen. Bei den von Scheuchzer erwähnten harten Felsen handelt es sich um Bänke von Süsswasserkalkstein → **Kapitel Küsnachter Tobel, S. 64 und Stöckentobel/Wehrenbachtobel, S. 59**. Diese enthalten versteinerte Süsswasserschnecken, welche zweifelsfrei belegen, dass die Kohle ihre Entstehung nicht wie von Scheuchzer vermutet den salzigen Fluten der Sintflut, sondern — viel profaner — der Akkumulation pflanzlichen Materials in untiefen Seen und

Abbildung 2 (oben)

Käpfnacher Kohleflöz mit Kalksteinbank (weisslich-beige Schicht hinter Hammerstiel) in einem nicht öffentlich zugänglichen Bereich des Besucherbergwerks

Foto: P. Laager, 2022

Abbildung 3 (unten)

Detailansicht des Kohleflözes im Besucherstollen bei Stollenmeter 1150 im Parament. Schön sichtbar ist das rasche seitliche Aussetzen des Flözes von links (ca. 0.8 m mächtig) zur Bildmitte hin (ca. 0.2 m), welches durch sog. differentielle Setzung von Flöz und seinem Hangendem (grauer Mergel, sog. «Stein») bedingt wird. Die schöne Falte in der Bildmitte dürfte ebenfalls auf diese Setzungen zurückzuführen sein.

Foto: L. Grämiger, 8.11.2019

Flachmooren im sich stetig absenkenden Molassebecken vor rund 16 Millionen Jahren verdankt. Die im Zuge des Kohleabbaus gefundenen versteinerten Knochen- und Panzerreste von Elefanten- und Hirschartigen, Tapiren, Krokodilen und Schildkröten lassen zusammen mit seltener eindeutig bestimmbaren Pflanzenresten (Palmen und Schilfgräser) auf ein warm-gemässigtes bis subtropisches Klima schliessen. Das ursprünglich sehr locker gelagerte, organische Material wandelte sich infolge Sauerstoffabschlusses im moorigen Wasser zu Torf um. Durch die spätere Auflast jüngerer Sedimentschichten wurde der Torf stark komprimiert und örtlich richtiggehend ausgepresst, was zum teils abrupten lateralen Aussetzen oder Ausdünnen des Flözes führt → **Abbildung 3.** Seiner Entstehung im Süsswasser eines sehr dynamischen Ablagerungsraums verdankt die Käpfnacher Kohle ihre geringe Mächtigkeit und mässige Qualität mit vielen sandig-siltigen Verunreinigungen und hohem Schwefelgehalt, was dazu führte, dass der Kohlebergbau im Kanton Zürich (und der ganzen Schweiz) stets nur eine temporäre Randerscheinung blieb.

Der «Hüllistein-Leithorizont» — ein Bergsturz-Nachweis in der Molasse

Thomas Bolliger

Der Hörnli-Schuttfächer der Oberen Süsswassermolasse wird alpennah durch gezöpfelte Flusssysteme charakterisiert, die den Erosionsschutt der jungen Alpen nach Nordwesten abführten. Dabei wanderten die Flussläufe im Verlauf der Zeit quer über den Schuttfächer und hinterliessen mächtige Konglomerate und in geringerem Ausmass Sandsteine. Dazwischen konnten sich vor allem in den alpenferneren Regionen Überschwemmungslehme, Bodenbildungen und Tümpelablagerungen erhalten. Da sich alle diese Bildungen kaum seitlich weit verfolgen lassen, wird eine überregionale lithologische Gliederung schwierig. Schon früh ist den Geologen jedoch aufgefallen, dass in einem älteren Abschnitt der Oberen Süsswassermolasse eine auffällige Bildung zu beobachten ist, die sich von Sihlbrugg-Horgen im Westen bis nach Degersheim im Osten und im Norden bis zum Gubrist verfolgen lässt, wobei die Ausbildung zwar variiert, aber der Schichtkomplex dabei immer eindeutig identifizierbar bleibt und damit als überregionaler Leithorizont dient. Charakterisiert wird der Schichtkomplex durch Konglomerate, Brekzien und siltig-sandige Kalke von ziemlich einheitlicher karbonatisch-dolomitischer Zusammensetzung, während sonst die Zusammensetzungen übriger Molassenagelfluhen und Sandsteine mehr Quarz sowie diverse andere Silikat-Anteile enthalten. Beim Reiben oder Anschlagen ist bei diesen Schichten ein auffälliger petrolig-schwefliger Geruch auszumachen. Die Frage ist also, wie die Entstehung dieser Schichten zu verstehen und zu erklären sind. Die Vermutung, dass diese aus einheitlichen Komponenten (Kalke und Dolomite ostalpiner Herkunft) aufgebauten Sedimente aus einem Katastrophenereignis stammen mussten, äusserten bereits Büchi & Welti (1950) und Pavoni (1955). Bürgisser konnte (1980) nahelegen, dass es sich um ein mehrphasiges Ereignis handeln musste. Nach einem grossen mutmasslich alpenrandnahen Bergsturz ins Tal der Hauptentwässerung der Hörnli-Schüttung wurde wahrscheinlich ein See aufgestaut, dessen Damm schliesslich in mehreren Ereignissen einbrach, wobei das Bergsturzmaterial zunächst murgangartig und später mehrphasig fluviatil im Vorland weiter verteilt

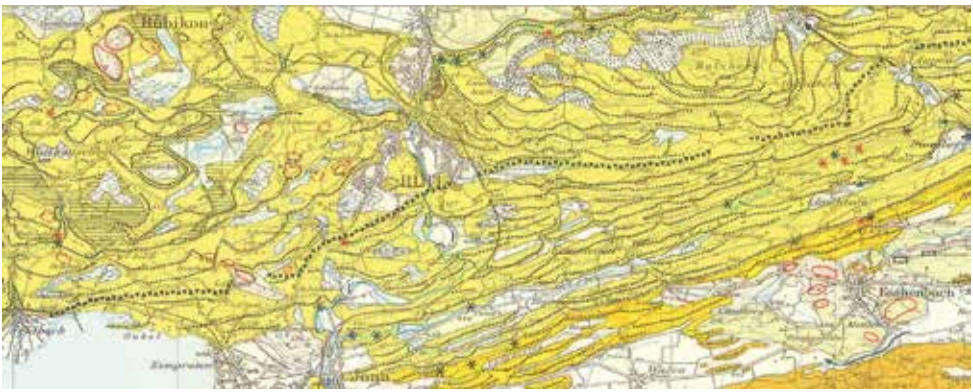


Abbildung 1

Oberflächliches Ausstreichen des Hüllistein-Leithorizontes im südöstlichen Kanton Zürich, dargestellt in der geologischen Karte.

Kartenausschnitt: Aus Hantke (1967).

wurde. Der normale Wasserabfluss aus den Alpen lagerte dieses Material schliesslich mehrfach um, wobei es weiter zugerundet, sortiert und zunehmend mit übrigen Sedimenten vermengt wurde. So finden wir also primäre Ablagerung mit zunächst vielen eckigen Komponenten und feinschlammartigem Kalksandstein. → **Abbildung 1** zeigt das oberflächliche Vorkommen des Horizontes im südöstlichen Kantonsteil. Verbreiteter erhalten geblieben sind die umgelagerten Massen, die durch den charakteristischen Geröllinhalt weiterhin gut erkennbar sind. Durch den hohen Karbonatanteil des Einbettungsmaterials der Gerölle wurden diese Nagelfluhen und Brekzien stärker und viel besser zementiert und verkittet als die anderen Molasse-Nagelfluhen. Der beim Anschlagen erzeugte charakteristische schwefelige Geruch der schlammigen Kalke und kalkig-dolomitischen Konglomerate dürfte auf die bituminösen ostalpinen Kalk- und Dolomitkomponenten des ehemaligen Bergsturzmaterials zurückzuführen sein. Lokal finden sich in kalksandigen Lagen ungeregelt eingelagerte, aber gut erhaltene Pflanzenreste etwa von Zimtbäumen, Palmen, Farnen und Rohrkolbengwächsen, wie etwa in Hüllistein bei Rüti **(Bürgisser et al. 1983)**. Die relativ harten Konglomerate wurden früher in mehreren kleinen Steinbrüchen ausgebeutet und zu Bausteinen verwendet. Durch die Ausbeutung an diversen Orten entstanden viele verschiedene Bezeichnungen für die Gesteinsarten aus diesem Leithorizont: «Appenzeller-Granit», Degersheim-Konglomerat, Abtwil-Konglomerat, Hüllistein-Konglomerat, Lauperstein, Meilen-Kalk und weitere. Ein sehr schönes Beispiel der Verwendung kann beim Besuch des Klosters Fischingen und seiner Kirche (TG) betrachtet werden

Abbildung 2

Säulen aus Hüllistein-Konglomerat bei einem Portal in der Klosterkirche Fischingen.

Foto: T. Bolliger, 9.7.2012

Abbildung 3

Angerundete Komponenten im Konglomerat bei Im Gubel-Höcklistein (Koordinaten 2'703'225/1'233'086/415 m ü. M.).

Foto: T. Bolliger, 16.8.2022

→ **Abbildung 2.** Ansonsten bleibt die Verwendung des Gesteins wohl meist unter dem Verputz älterer Bauten verborgen.

Heute ist es gar nicht so einfach auf zürcherischem Boden schöne Aufschlüsse zu finden. Die versinterte Felskante beim Wasserfall von Mittelstig-Dachsegg → **Abbildung 4** ist so eine Möglichkeit, sodann gleich an der Kantonsgrenze beim Martinsbrünneli. Hier bildet das harte Konglomerat eine kleine Natur-Felsbrücke. Wer an der Seestrasse/Zürcherstrasse von Feldbach ZH nach Rapperswil-Jona SG fährt, sieht linkerhand etwa 300 m nach der Kantonsgrenze eine teilweise vermauerte Felswand, über

Abbildung 4

Wasserfall über das Hüllistein-Konglomerat bei Mittelstig-Dachsegg (Koordinaten 2'709'370/1'234'700/ 570 m ü. M.).

Foto: T. Bolliger, 27.3.2022

welcher ein Haus steht. Diese Felswand besteht aus Hüllistein-Konglomerat (Die Mauersteine bestehen aus demselben Material). Lokal können hier Partien mit nur angerundeten Geröllen beobachtet werden → **Abbildung 3**. Ein weiterer Aufschluss findet sich im Wiedenacher, der die Abbaukante eines ehemaligen Steinbruches darstellt (Koordinaten 2'711'175/1'235'050 / 670 m ü. M.). Im östlichen Teil des Aufschlusses, der bevorzugt im Winterhalbjahr besucht wird, findet sich auch die Ausbildung von «Meilen-Kalk».

Von Teufen bis Neftenbach — Beckenaxiale Flusssande am Irchel

Daniel Kälin

Der Irchel ist ein ca. 6 km langer plateauartiger Hügelzug, der sich in nordwest-südöstlicher Richtung vom Rhein bis Neftenbach erstreckt. An seinem Südfuss wird er vom Tösstal begrenzt. Der maximal 694 m ü. M. an Höhe erreichende Irchel wird im Wesentlichen von Ablagerungen der Oberen Süsswassermolasse (OSM) aufgebaut (Sandstein, Mergel, selten Süsswasserkalk). Den plateauartigen Abschluss der Hochfläche des Irchels bilden frühpleistozäne Höhere Deckenschotter → **Kapitel Irchel/frühes Eiszeitalter, S. 81.**

Nach dem letztmaligen Rückzug des Molassemeeres vor ca. 17 Millionen Jahren erfolgte die Entwässerung des nordalpinen Molassebeckens während der gesamten Zeit der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse (OSM, 17—13 Millionen Jahre) durch ein bedeutendes, von Osten nach Westen verlaufendes beckenaxiales, d. h. parallel zum Alpenrand westwärts entwässerndes Stromsystem **(Lemcke et al. 1953, → Abbildung 1).** In dieses mündeten von Süden her die beiden mächtigen alpinen Schuttfächersysteme (Napf und Hörnli), von Norden her die bedeutend kleineren Schüttungen aus dem Kristallin und Mesozoikum des sich hebenden Schwarzwalds (u. a. Randen- und Hegau-Juranagelfluh). An der damals tiefst gelegenen Stelle des Molassebeckens erstreckte sich der Ablagerungsraum der E-W gerichteten beckenaxialen Entwässerung. Dieses Flusssystem hatte sein Einzugsgebiet in den östlichen Ostalpen, via Jura entwässerte es Richtung Rhonetal. Seine feinkörnigen Ablagerungen sind durch den auffällig hohen Quarz- und Glimmergehalt charakterisiert («Glimmersande», **Lemcke et al. 1953, Hofmann 1960**). Aufgrund der distalen (weit entfernten) Lage zu den Schüttungszentren im Norden und Süden treten in den Glimmersanden keine eigentlichen Konglomeratlagen und Geröll e auf, wie sie z. B. für alpennähere Bereiche der südlich gelegenen Hörnli-Schüttung charakteristisch sind → **Kapitel Küsnachter Tobel, S. 64 und Oberes Tösstal/Schnebelhorn, S. 70.**

Hofmann **(1960)** beschrieb die Glimmersandsedimentation in der Nordschweiz und zeichnet die Hauptachse der Glimmersandschüttung durch das Gebiet von Untersee—

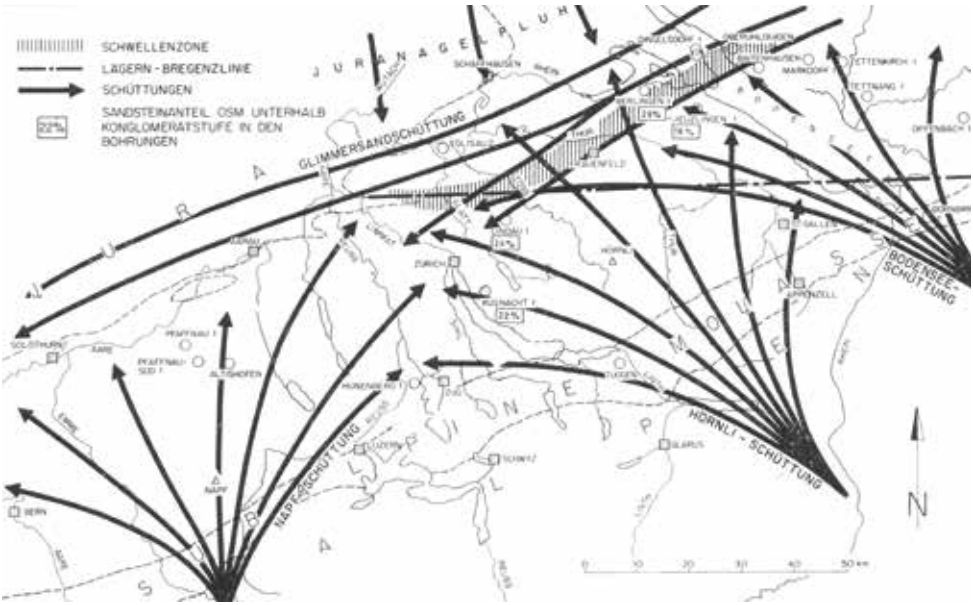


Abbildung 1

Paläogeographische Situation zur Zeit der Ablagerung der Oberen Süsswassermolasse.

Illustration: Nach Büchi et. al. (1965), leicht verändert.

Andelfingen—Eglisau—Brugg—Bözberg. Zeitweise uferte die Schüttung gegen Süden aus, und Glimmersand wurde bis in den Raum Zürich—Urdorf und beinahe bis zum Südende des Lindenbergs (AG) verfrachtet. Gegen Westen lassen sich die Ablagerungen der Glimmersandschüttung bis in den Berner Faltenjura in die Gegend von Tramelan verfolgen, noch weiter westlich fehlen sie aufgrund späterer vollständiger Erosion.

Der Glimmersandstein zeichnet sich durch seinen auffällig hohen Quarz- und Glimmergehalt (Muskovit), seine meist geringe Verkittung und helle Farbe aus. Durch die geringe Verkittung verwittert er leicht. Allerdings enthält er oft sogenannte Knauer, das sind durch Karbonatausfällung entstandene harte Konkretionen, die sich oft durch chemische Veränderungen um Fossilreste gebildet hatten. Sie können dm- bis metergross werden. Der Sandstein der radialen Hörnli-Schüttung und der beckenaxialen E-W-Glimmersandschüttung lassen sich makro- und mikroskopisch leicht unterscheiden. Glimmersandstein besteht zu 70—80% aus Quarz, zu 5—8% aus Dolomit und Glimmer, während Sandstein der Hörnli-Schüttung wesentlich quarzärmer und dolomitreicher ist und häufig beim Zerreiben (aufgrund des hohen Dolomitgehalts) einen bituminösen Geruch aufweist.

Abbildung 2 (oben)

Ehemalige Glimmersandgrube nordöstlich von Teufen (ZH, Koord. 2'685'455/1'267'500).

Foto: D. Kälin, 20.3.2022

→ Abbildung 3 (unten)

Detailausschnitt aus dem Glimmersandstein nordöstlich von Teufen mit Sedimentstrukturen: Schrägschichtung mit Lagen von grobkörnigerem Sandstein.

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

In der OSM des Irchels baut der Glimmersandstein einen bedeutenden Anteil an der Schichtfolge auf. In einer 107 m tiefen Bohrung am Ostende des Irchels bei Koord. 2'689'500/1'265'580 wurden vor allem im tieferen Abschnitt, acht verschiedene Lagen von Glimmersandstein mit einer Gesamtmächtigkeit von etwas über 21 m erbohrt.

Der derzeit beste Aufschluss in Glimmersandstein am Irchel befindet sich in einer kleinen Grube nordöstlich von Teufen (ZH, Koord. 2'685'455/1'267'500, → **Abbildung 2**). In dieser Grube wurde wahrscheinlich ab den 1950er-Jahren Glimmersandstein (meist karbonatarm) für Giessereien, die Glasfabrikation (Grünglas) und für Schleifzwecke abgebaut. Heute ist die Grube teilweise bereits wieder überwachsen. Der typische Glimmersandstein ist aber immer noch gut aufgeschlossen, ebenso sind die für Flussablagerungen typischen Rinnenbildungen gut erkennbar → **Abbildung 3**. Allerdings steht die Grube heute unter Naturschutz und ihr Betreten ist verboten. Aufschlüsse von mächtigen Glimmersandsteinlagen finden sich auch im Tobel nordwestlich von Neftenbach, hier ändern aber die Aufschlussverhältnisse von Jahr zu Jahr stark.

Weitere gute Aufschlüsse von Glimmersandstein befinden sich am Irchel bei den Koord. 2'687'060/1267'520 und 2'687'030/2'67'650. An letzterer Stelle enthielt der Glimmersandstein auch Reste von fossilen Säugetieren. Allgemein lassen sich im Glimmersandstein immer wieder gute gut erhaltene Funde von Fossilien tätigen, vor allem Reste von Schildkrötenpanzern und Grosssäugetieren **(Hühnermann 1978)**.

Chöpfi und Hard bei Winterthur — zwei Molasse-Spezialitäten

Thomas Bolliger

Sandstein-«Köpfe» — Zeugen eines Meteoriten-Einschlags?

Die Chöpfi ist ein bekannter Sandsteinaufschluss am Winterthurer Wolfensberg und ein beliebter Familien-Ausflugspunkt **(→ Abbildung 1,2 und Bolliger 1999, Fig. 6.11)**. Es handelt sich um herausgewitterte Sandsteinknauer in Sandsteinen der Oberen Süsswassermolasse der alpenfernen Anteile der Hörnli-Schüttung. Sandsteinknauer entstanden durch verstärkte Karbonatausfällung, was zu Härteunterschieden im Sandstein führte. Oft bildeten sich Knauer um organische Reste oder um in grössere Poren enthaltenden Grobsandlagen. Am Aufschluss Chöpfi ist beides nicht offensichtlich. Zumindest lassen sich makroskopisch keine organischen Einschlüsse erkennen. Der Sandstein erscheint ziemlich homogen und feinkörnig. Schmieder et. al **(2021)** argumentieren, dass der Sandstein an der Chöpfi vollkommen strukturlos sei und interpretieren die teils säuligen Erosionsformen als diapirartige Bildungen im noch losen Sand, verursacht durch ein grosses Erdbeben, ausgelöst durch den Einschlag eines Meteoriten im heutigen Süddeutschland (Ries-Ereignis). Erdbeben können in wassergesättigten Sanden zu einem Struktur-Zusammenbruch führen, wobei das Wasser punktuell nach oben entweicht. Bei vorhandenen Schichtungen wird diese dadurch zerstört. Stellenweise lassen sich an der Chöpfi jedoch deutlich feine Schichtungen (Schräg- bzw. Kreuzschichtung), erkennen, insbesondere in den Knauern selbst **→ Abbildung 3**. Diese Schichtungen scheinen sich jedoch auch im normalen Sandstein fortzusetzen, auch wenn sie hier nur undeutlich erkennbar sind. Selbst in klar (schräg-)geschichteten Sandsteinen kommen aber auch säulige Erosionsformen vor, wie etwa im Brice-Canyon, im Canyonlands-Nationalpark oder den Castle Gardens in Wyoming (alle USA; **→ Abbildung 4**). Die Formationen wurden auch hier durch Erosion von Wind und Wasser geformt. Aufgrund der beobachtbaren Schichtungen in den Sandsteinen an der Chöpfi, selbst wenn sie sehr fein ausgeprägt sind, ist eine diapirartige Entstehungsweise durch Erdbebenerschütterungen

Abbildung 1

Übersichtskarte.

Kartenausschnitt: swisstopo

Abbildung 2

Die Erosionsformen im Molassesandstein an der Chöpfi (Koordinaten:2'696'015/1'263'640/ 510 m ü. M.).

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

Abbildung 3

Erkennbare Schichtung im Molassesandstein an der Chöpfi.

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

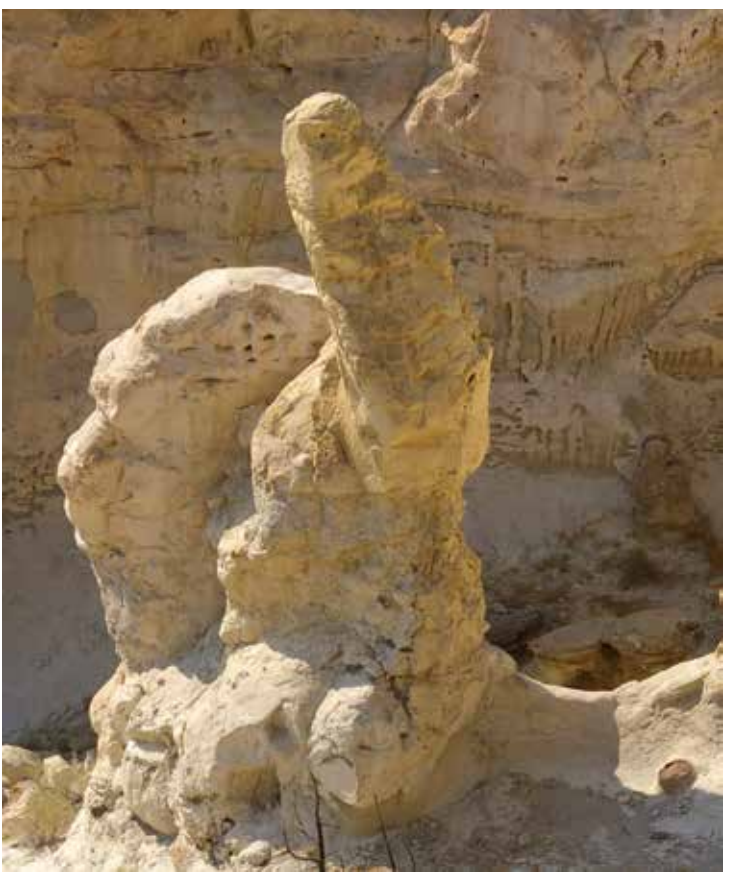


Abbildung 4

Erosionsformen in Sandsteinen aus der Oberkreide bei «Castle Gardens» Wyoming USA.

Foto: T. Bolliger, 12.8.2012

wie dies Schmieder et al. (2021) annehmen, also auszuschliessen. Ein Zusammenhang zwischen dem Ries-Impakt und den Knauersandsteinen der Chöpfi kann damit nicht nachgewiesen werden. Es handelt sich bei der Chöpfi wie Zingg (2016) richtig bemerkte um teils säulige Erosionsformen, die durch einen härteren Knauer-Kopf geschützt werden. Dabei dürfte der Härteunterschied zwischen Knauern und übrigem Sandstein teilweise recht gering sein.

Ehemaliger See mit Armleuchteralgen an der Hard

Stratigraphisch tiefer an der Töss nördlich von Wülflingen unterhalb der Wassergefällsstufe Hard, einem beliebten Sommerbadeplatz, liegt ein weiterer Aufschluss innerhalb einer Sandstein-Mergelabfolge der Hörnli-Schüttung der Oberen Süsswassermolasse → Abbildung 1. Die Wasserfallstufe selbst wird aus härteren Sandsteinbänken gebildet → Abbildung 5. Unterhalb der Wasserfallstufe findet sich flussabwärts auf der rechten Talseite in einer mergeligen Zwischenfolge direkt über einer tiefer gelegenen Sandsteinbank ein schwarzer Mergelhorizont mit einer zerbrochenen und von Frassgängen durchzogenen, nur 2—4 cm messenden limnischen (= in stehendem Süsswasser entstandenen) Kalksteinlage. Neben zahlreichen Resten von Süsswasserschnecken (Planorbidae, Bithynia), die jedoch nur selten vollständig erhalten sind, kommen darin auch Landschneckenreste vor, die ganz selten sogar noch Reste von Farbstreifen zeigen können. Auffällig und häufig sind im Mergel und in der Süsswasser-Kalkschicht vor allem die Characeen, auch Armleuchteralgen genannt, deren kalkige

Abbildung 5

Die Wasserfall-Stufe in der Töss bei Hard besteht aus härterem Molassesandstein. Die limnische Einschaltung mit Mergel und Süsswasserkalk findet sich an der rechten Talseite an der Basis dieser Stufe (Koordinaten: 2'693'065/1'263'780 / 395 m ü. M.).

Foto: T. Bolliger, 14.3.2022

Abbildung 6

Die relativ grossen, bis über 1 mm messenden Chara-Oogonien aus den limnischen Mergeln von Hard.

Foto und Sammlung: T. Bolliger, 2022

Vermehrungskörperchen (Oogonien) hier bis 1mm Grösse erreichen und von blossem Auge entdeckt werden können → **Abbildung 6.** Characeen sind weltweit verbreitete Wasserpflanzen, die früher den Grünalgen zugeordnet wurden, heute aber eher in die Nähe einfacher Landpflanzen (Moose, Farne) gestellt werden und als deren Schwestergruppe betrachtet werden. Diese Armleuchteralgen leben heute häufig in seichten stehenden sauberen Gewässern, die reichlich von Licht durchflutet sind. Unter günstigen Bedingungen kann es dabei Massenvorkommen geben.

Stöckentobel und Wehrenbach — Einblick in den Stadtzürcher Untergrund

Dominik Letsch

Infolge starker Bebauung sind natürliche und somit langfristig zugängliche Aufschlüsse des geologischen Untergrunds im urbanen Teil der Stadt Zürich verständlicherweise eher spärlich gesät. Eine auch als Naherholungsgebiet an heissen Sommertagen sehr beliebte Ausnahme stellen die beiden tiefen Tobel des Elefantenbachs (das sog. Stöckentobel) und des Wehrenbachs dar **→ Abbildung 1**. Diese entwässern mehrere Quermulden, welche den nördlichen Ausläufer des Pfannenstiels in die Erhebungen des Wassbergs, des Sennholz, des Ötlis- und des Adlisbergs teilen. Bei der Burgwies in Zürich-Hirslanden vereinigen sich die beiden Bäche und streben als Wild- oder Hornbach dem Zürichsee zu. Namentlich während der ausgehenden Letzten Eiszeit, als die erst spärliche Vegetationsdecke der Erosionskraft des fliessenden Wassers wenig entgegen zu setzen im Stande war und das Gelände zudem übersät war mit frischem Gletscherschutt, führte der Bach

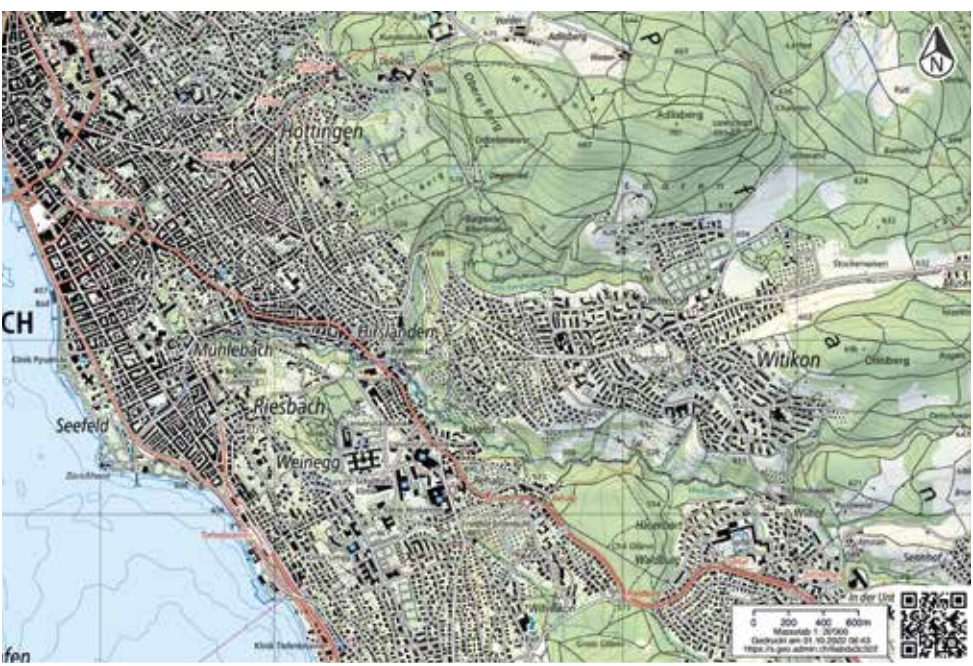


Abbildung 1

Übersichtskarte (swisstopo) mit den beiden Quellästen Stöckentobel- und Wehrenbach, welche sich bei der Burgwies zum Horn- oder Wildbach vereinen.

Kartenausschnitt: swisstopo

Abbildung 2

Süsswasserkalkstein (herauswitternde Schicht beim Hammer) über dunklen Mergeln («Schwarzhorizont», zurückwitternde Schicht) und kalkigen Mergeln und knolligem Kalk (Bachbett unter dem kleinen Wasserfall) im Stöckentobel auf ca. 565 m ü. M.

Foto: T. Bolliger, 6.3.2022

gewaltige Mengen an Sediment dem See zu und schuf dadurch ein Delta. Auf diesem flachen Gelände entstand später das heutige Zürcher Seefeld mit dem Zürichhorn.

Eine Wanderung von der Burgwies den Elefantenbach hinauf nach Witikon (oder entlang des Wehrenbachs auf den Zolliker Berg) gewährt einen sehr guten Einblick in den Stadtzürcher Untergrund. Bis zum oberen Ende der scharfen hufeisenförmigen Bachbiegung südlich der Biberlinsbrugg fliesst der Bach auf Fels der Oberen Süsswassermolasse. Dieser wird zur Hauptsache aus einer flachliegenden Abfolge aus Mergel-, Silt- und dünnen Sandsteinschichten gebildet. Darin treten mächtigere Sandsteinbänke auf, welche versteinerte Flussablagerungen darstellen und an den Hängen der eben erwähnten Bachbiegung schön beobachtet werden können. Wenig oberhalb ihres Zusammenflusses warten beide Bäche mit einer geologischen Seltenheit auf: eine kleine Steilstufe wird durch eine nur rund 30 bis 40 cm mächtige Kalksteinbank gebildet → **Abbildung 2**. Diese wird begleitet von dunklen Mergeln (einem sog. Schwarzhorizont) und einem kalkigen Mergel oder Knollenkalk im Liegenden **(Pavoni 1957)**. Die Kalksteinbank besteht aus Süsswasserkalk, welcher einst in einem untiefen See durch chemische Ausfällung feiner Kalkpartikel in der Wassersäule, analog der heute noch entstehenden Seekreide im Zürichsee, entstanden ist. Dies bezeugen zahlreiche

Abbildung 3

Handstück von Süsswasserkalkstein aus dem Stöckentobel (siehe Abbildung 2) mit zahlreichen versteinerten Süsswasserschnecken (Breite ca. 25 Zentimeter).

Foto: D. Letsch

versteinerte Süsswasserschnecken → **Abbildung 3.** Da der sie umgebende einstige Kalkschlamm einst sehr locker gelagert und wassergesättigt war, führte die Überlast durch später abgelagerte Schichten zu einer starken Komprimierung (Kompaktion) oder Setzung des Sediments. Dies erklärt, warum die Schneckenschalen heute praktisch platt und oftmals an Ort und Stelle zerbrochen vorliegen → **Abbildung 4 im Kapitel Küsnachter Tobel, S. 64.**

Ritzt oder zerbricht man den Kalk, so entströmt dem Gestein ein penetranter petrolartiger Geruch: dieser ist auf fein in den Gesteinsporen verteilte Kohlenwasserstoffe zurückzuführen. Man spricht von einem sogenannten «Stinkkalk». Wären diese limnischen Kalke in der Zürcher Molasse bedeutend mächtiger, so wären sie vermutlich mögliche Kandidaten zur sogenannten unkonventionellen Kohlenwasserstoffgewinnung durch hydraulisches Aufbrechen («Fracking»). Diese und vergleichbare limnische (d.h. durch einstige Seen bedingte) Gesteinsabfolgen sind oftmals über viele km^2 zu verfolgen und bilden daher sogenannte Leithorizonte in der Zürcher Molasse. Das limnische Niveau von Stöckentobel und Wehrenbach ist in der geologischen Literatur als limisches Wehrenbach-Niveau bekannt und nimmt in der stratigrafischen Abfolge der Zürcher Molasse eine mittlere Position ein **(für Details sei auf Pavoni et al. 2015 verwiesen).** D.h. es ist bedeutend jünger als beispielsweise das Kohleflöz von Käpfnach → **Kapitel Käpfnach, S. 41,** aber um einige Hunderttausend Jahre älter als die Abfolge an der Fallätschen → **Kapitel Fallätsche, S. 76.**

In seinem oberen Abschnitt entblösst der Elefantenbach keinen Fels, sondern eiszeitliche Lockergesteine. Es können hier

Abbildung 4

Typische Grundmoräne entlang des Elefantenbachs.

Foto: D. Letsch, 2017

auf engstem Raum unterschiedliche Ablagerungen studiert werden, welche allesamt im nächsten Umfeld des einstigen Walensee-Linthgletschers entstanden sind. Im Detail sind die Verhältnisse dieser Ablagerungstypen untereinander sehr komplex und nur teilweise nachvollziehbar; für einen genaueren Beschrieb inklusive einer detaillierten geologischen Karte sei auf Letsch & Wüthrich **(2016)** verwiesen. Als besonders typisches und aus bautechnischer Sicht aufgrund seiner kompakten und daher kaum setzungsempfänglichen Struktur geschätztes Lockergestein fällt v. a. Grundmoräne auf. Dieses dicht gelagerte Gemisch aus einer feinkörnigen, sandig-siltig-tonigen Grundmasse und darin schwimmenden Kies-Komponenten, Steinen und kleinen Blöcken bildet über weite Strecken den Bachboden → **Abbildung 4.** Grundmoräne entsteht unter dem Eis eines Gletschers durch druckbedingtes Ausschmelzen von Gletscherschutt; dieser wird dann richtiggehend dem Gletscherbett angekleistert und durch die Eisüberlast sehr effektiv entwässert und verdichtet. So schafft der Gletscher durch einen natürlichen Prozess einen begehrten Baugrund.

Noch auffälliger, wenn gleich auch viel seltener, sind die gebänderten d.h. feingeschichteten Lockergesteine, welche v. a. kurz oberhalb des Übertritts des Bachs von Lockergestein in den Fels beobachtet werden können → **Abbildung 5.** Ihre feine Schichtung, die feinkörnige Zusammensetzung und das praktisch

Abbildung 5

Feingeschichtete eiszeitliche Seeablagerungen entlang des Elefantenbachs.

Foto: D. Letsch, 2017

vollständige Fehlen gröberer Komponenten verraten, dass es sich hierbei um glaziale Seeablagerungen handelt. Diese dürften in einem Gletschersee in etwas grösserer Distanz zum Eisrand entstanden sein. Ein mögliches aber keinesfalls zwingendes Szenario ihrer Entstehung wäre folgendes: Der im Zürichseetal während der Letzten Eiszeit vorrückende Walensee-Linthgletscher versperrte einem bereits damals existierenden Tobel (welches keineswegs genau dem heutigen entsprochen haben muss) die Entwässerung zum Tal hin. Somit kam es zum temporären Aufstau eines Sees, in welchen die Gletscherschmelzwässer ihren Schutt entluden. Während in Gletschernähe grobes Material zur Ablagerung kam, setzten sich in etwas grösserer Distanz Feinsand, Silt und Ton ab. Ob die feine Schichtung durch jahreszeitliche Schwankungen des Sedimenteintrags (sog. Warven-Schichtung) und/oder einzelne Grossereignisse (Hochwasser, auslaufende Seen oder Wasseransammlungen auf oder im Gletscher etc.) bedingt wurde, entzieht sich unserer Kenntnis.

Seit mindestens 1881 wird der obere Teil im Stöckentobel als Elefantenbach bezeichnet. Die Herkunft des Namens ist nicht bekannt. 1898 erbaute der Verschönerungsverein Zürich im Elefantenbach einen wasserspeienden steinernen Elefanten (aus Beton, Koordinaten: 2'686'130/1'246'430 / 515 m ü. M.). Dieser erfreut bis heute Gross und Klein.

Küsnachter Tobel — Entblösste Geologie der Zürcher Goldküste

Dominik Letsch

Das tief eingeschnittene Küsnachter Tobel entwässert die ausgedehnte und sanft gewellte Geländekammer zwischen Pfannenstiel und Wassberg im Gebiet der Forch und bietet einen sehr guten Einblick in die lokalen geologischen Verhältnisse → **Abbildung 1**. Bei seiner Mündung in den Zürichsee hat der Küsnachter Dorfbach während der Nacheiszeit ein ausgedehntes Bachschuttdelta, teils an Land, teils direkt in den See, abgelagert, auf welchem heute der Ortskern von Küsnacht steht. In historischer Zeit führten das grosse Einzugsgebiet und das seinerzeit noch völlig unkontrollierte Gefälle des Bachs zu verheerenden Überschwemmungen in Küsnacht, namentlich in den Jahren 1778 und 1878 **(Rick 2004)**. Daraufhin wurde sein Gefälle gebrochen und durch Bachverbauungen gestuft, was die Erosionsleistung und die Fähigkeit, grosse Mengen an Schutt murgangartig ins Dorf zu befördern, wesentlich verminderte.

Abbildung 1

Übersichtskarte des Küsnachter Tobels und seines Einzugsgebiets auf der Forch und am nördlichen Ende des Pfannenstiels.

Kartenausschnitt: swisstopo

Eine Wanderung von Küsnacht zur Wolfsgrueb auf dem Pfannenstiel (in dieser sumpfigen Mulde entspringen drei Quelläste des Dorfbachs) führt sowohl durch in Fels der Oberen Süsswassermolasse eingeschnittene Abschnitte sowie durch solche, welche ausschliesslich quartäre Lockergesteine entblössen. Der Molassefels ist namentlich zwischen dem Tobelausgang bei der alten Mühle und der hoch über dem Tobel thronenden Burgruine Wulp gut aufgeschlossen. Grössere Anrisse sieht man beispielsweise auf der linken Bachseite an der Basis des Wulphügels; hier zeigt sich die für die Zürcher Molasse typische kleinräumige Wechsellagerung aus Mergeln, Silt- und feinkörnigen Sandsteinen (versteinerte Überschwemmungsablagerungen). Diese wird hie und da von mächtigeren Sandsteinbänken (sog. Rinnen- oder Knauersandsteine) von bis zu zehn Metern Dicke (versteinerten Flussrinnen) unterbrochen. An den etwas grobkörnigeren Basen solcher Bänke wurden schon Versteinerungen gefunden, namentlich Knochenreste eines ausgestorbenen Nashorns sowie die Abdrücke der Blätter eines zimtbaumartigen Gewächses → **Abbildung 2**. Will man die Feinheiten der Molasseschichten etwas genauer studieren, so empfiehlt es sich, die Wanderwege zu verlassen und beispielsweise den beiden dem Dorfbach südlich der Wulp zufliessenden Bächlein, der Hofstetterbach und das Laibrunnenbächlein, oder dem gerade nördlich daran anschliessenden Grat, welcher zur Wulp hinaufzieht, zu folgen. Bei aller gebotenen Vorsicht für das teils recht steile Gelände und unter Benutzung der detaillierten

Abbildung 2

Glimmer führender grobkörniger Sandstein mit den versteinerten Abdrücken von Pflanzen- und Blattresten (u. a. eines zimtbaumartigen Gewächses) aus dem Küsnachter Tobel (Breite ca. 15 cm).

Foto und Sammlung: D. Letsch, 2022

Abbildung 3

Zerklüftete Sandsteinbank am exponierten Grat wenig westlich des Burghügels der Wulp.

Foto: D. Letsch, 2015

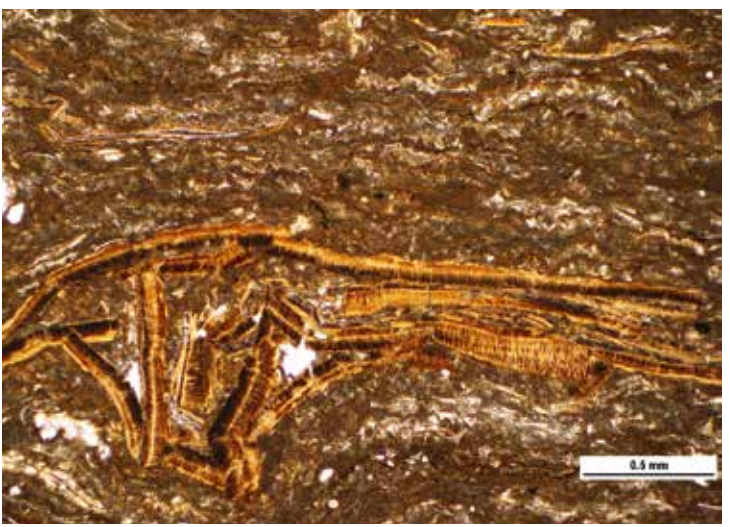


Abbildung 4

Dünnschliff-Fotografie von Süsswasserkalk (sog. Limnisches Niveau Äntlisberg) aus dem Hofstetterbach (einfach polarisiertes Durchlicht). Man beachte die stark zerbrochenen Schnecken- und/oder Muschelschalen in der unteren Bildhälfte.

Foto: D. Letsch, 2015

Beschriebe in Pavoni **(1957)** sowie der sehr präzisen geologischen Karte **(Gubler 2009)** können hier u. a. eindrücklich geklüftete Sandsteinbänke → **Abbildung 3**, zwei Süsswasserkalksteinbänke → **Abbildung 4**, → **auch Kapitel Käpfnach, S. 41 und Stöckentobel/Wehrenbachtobel, S. 59** oder die einstige Ascheschicht eines Vulkanausbruchs (die heute als graue Tonschicht, dem sog. Küsnachter Bentonit, vorliegt, → **Abbildung 5**) besichtigt werden. Letztere bildet zusammen mit mindestens zwei weiteren vergleichbaren

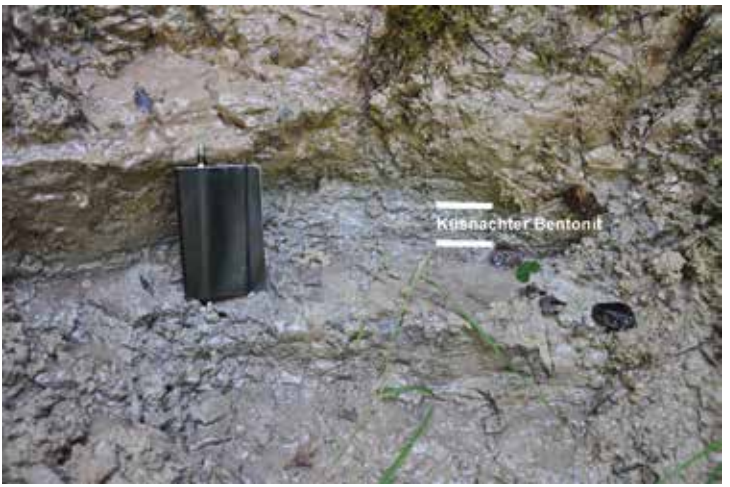


Abbildung 5

Der Bentonit-Horizont von Küsnacht im Laibrunnenbächli.

Foto: H. Mändli, 2014

Bentonitlagen ausgezeichnete Leithorizonte, welche die stratigrafische Korrelation der ansonsten sehr monotonen Zürcher Molasse über grosse Distanzen erlaubt. Zudem lassen sich winzige Zirkon-Kriställchen im Bentonit über ihren Gehalt an Uran- und Bleiisotopen sehr genau datieren: Gemäss wiederholter Datierungen ist der Küsnachter Bentonit somit vor rund 14.9 Milllionen Jahren abgelagert worden.

Zurück am Pfad entlang des Dorfbachs und ziemlich genau nach Passieren des Abzweigers zur Wulp verändern sich die Hänge des Tobels markant. Hier bilden nun grösstenteils eiszeitliche Ablagerungen die meist etwas weniger steilen Tobelflanken. Besonders auffällig sind eiszeitliche und teils etwas durch kalkiges Bindemittel verkittete Schotter, welche namentlich die rund 10 m lange Drachenhöhle auf der rechten Tobelseite bilden → **Abbildung 6.** Die unregelmässig verteilte und nicht durchgängige Verkittung führt zu einer ruinenhaften Verwitterung dieser sog. Wulp-Schotter **(Letsch 2012)** und begünstigt die Entstehung der auffälligen Höhlen und Halbhöhlen: die talseitige Wand einer solchen Halbhöhle löste sich im April 2013 von der linken Talflanke und donnerte als rund 250 Tonnen schwerer Block zu Tal. Der seither direkt am Wanderweg liegende Block («Drachenkopf») erlaubt einen bequemen und instruktiven Einblick in den internen Aufbau der Wulp-Schotter. Die teils recht groben Gerölle und Blöcke sowie das kalkige Bindemittel (welches dem Feststoffanteil damaliger Gletschermilch entsprechen dürfte, **(Letsch 2012)**;

Abbildung 6

Eiszeitliche Schotter (Wulp-Schotter) bei der Drachenhöhle.

Foto: D. Letsch, 2022

→ **Kapitel Üetliberg, S. 88**) lassen vermuten, dass die Schotter in nächster Nähe des einstigen Walensee-Linthgletschers durch kräftige und schuttbeladene Schmelzwasserströme abgelagert worden sind. Der im Zürichseetal liegende Gletscher staute dabei den Bach eines Vorläufers des Küsnachter Tobels (welcher den heutigen Tobellauf zwischen ca. Wulphügel und ehemaliger ARA Zumikon schnitt) zu einem temporären Gletschersee auf, in welchem die Wulp-Schotter zur Ablagerung gelangten. Die bei genauem Hinsehen an der Drachenhöhle erkennbare Deltaschichtung legt davon Zeugnis ab. Während der Nacheiszeit fand der Küsnachter Dorfbach gewissermassen sein altes Bett nicht mehr und schuf das heutige Küsnachter Tobel versetzt von der alten und nunmehr mit eiszeitlichen Lockergesteinen verfüllten Rinne **(Letsch 2012)**. Wo sich alte Rinne und heutiges Tobel überschneiden, stehen nicht nur die Wulp-Schotter an, sondern tritt auch reichlich Quellwasser aus den gut wasserdurchlässigen Schottern nahe der Oberfläche aus und wird in diversen Quellfassungen seit alters her als Trinkwasser gewonnen.

Quellenreich präsentiert sich auch der oberste Abschnitt des Küsnachter Tobels zwischen dem auffälligen Knick im Bachlauf bei Johannisburg und dem Quellgebiet bei Wolfsgrueb/Schönbüel, das sog. Mülitobel. Aufschlüsse sind hier eher selten und die Talflanken nur noch recht bescheiden, doch namentlich unterhalb

Abbildung 7

Eiszeitliche Lockergesteine (Schotter über feingeschichteten, siltig-tonigen und sandigen Seeablgerungen) entlang des Küsnachter Dorfbachs wenig südlich von Limberg.

Foto: D. Letsch, 2011

des Weilers Schmalzgrueb tritt am linken Talhang reichlich Quellwasser aus, welches teils als Trinkwasser gefasst wird, teils aber einfach dem Bach etwas zusätzlichen Abfluss beschert und örtlich zu sumpfigen Vernässungen führt. Oberhalb der Querung der Strasse Limberg-Forch lassen sich mit etwas Glück an den nach Unwettern vom Hangschutt befreiten Hängen die lokalen geologischen Verhältnisse beobachten: Neben Schotter und Moräne lassen sich immer wieder auch feingeschichtete eiszeitliche Seeablagerungen beobachten, welche vermutlich etwas jünger als Wulp-Schotter sein dürften und gegen Ende der Letzten Eiszeit entstanden sind → **Abbildung 7.**

Oberes Tösstal und Schnebelhorn — Balmhöhlen und Nagelfluh

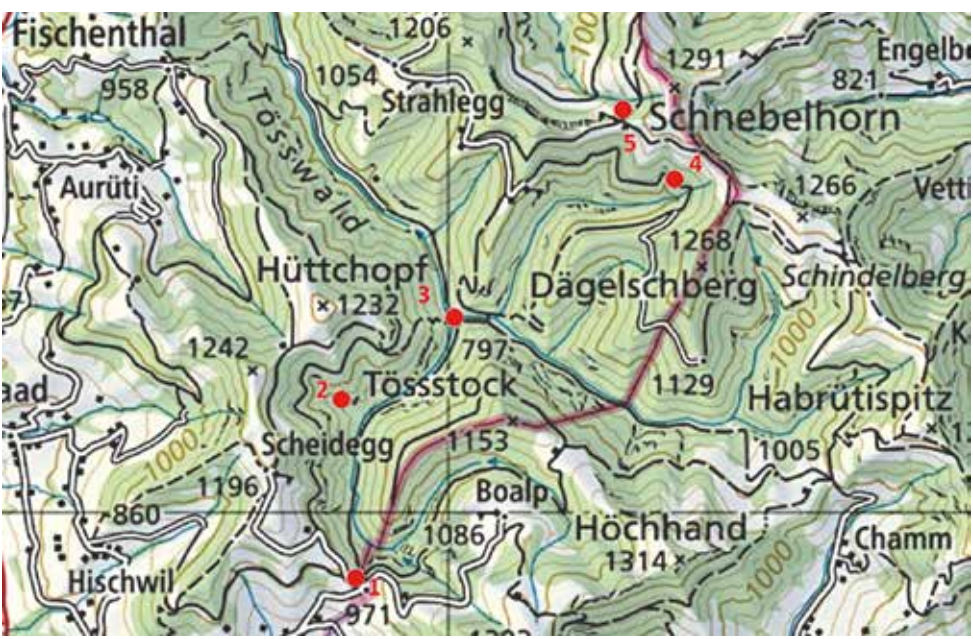
Thomas Bolliger

Das gesamte Hörnlibergland ist aus verkitteten Miozän-zeitlichen Schotterkomplexen alpiner Flüsse aufgebaut (Nagelfluh). Weitgehend unbeeinflusst von den grossen alpinen Gletschern konnten sich die lokalen Schmelzwässer hier tiefe V-Täler in die Obere Süsswassermolasse einfräsen. Auch wenn hier im alpennahen Teil der Molasse Mergellagen nur geringmächtig sind oder fehlen, so zeigen sich zwischen den Schotterkörpern doch immer wieder charakteristische Unterbrüche, vielleicht verursacht durch Lagen kleinerer Gerölle oder durch Verwitterungshorizonte mit weniger stark zementiertem Sand-Bindemittel. Dies zeigt sich in zurückwitternden Erosionsnischen, wie dies in den vielen Bachtobeln immer wieder zu sehen ist, besonders schön im oberen Tösstal im Gebiet Tössstock-Schnebelhorn → **Abbildung 1**. In den Nagelfluhen von der Töss bis zum Schnebelhorn treten gelegentlich sedimentäre Strukturen wie Kreuzschichtungen und dachziegelartige Geröllanlagerungen (Imbrikation) auf. Auch leichte

Abbildung 1

Übersichtskarte der Region Tössstock-Schnebelhorn. Eingezeichnet sind:
1: Parkplatz Wolfsgrueb 971 m
2: Balmenhöhle Brandenfels
3: Tössscheidi 796 m
4: Strahleggstrasse, Schneckenfundstelle 1035 m
5: Tierhaag 1142 m

Kartenausschnitt: swisstopo



Geröllgrössensortierungen lassen sich immer wieder feststellen. Wenn eine Rinnenbasis auf Mergel liegt, zeigen sich meist klare Strömungswülste. Einmessungen derselben haben gezeigt, dass wir es hier mit verkitteten Kiesablagerungen von gezöpfelten Flüssen zu tun haben **(Bolliger 1992, 1999)**. An einem frischen Nagelfluhversturz an der Vordertöss wurde im Winter 2021/22 ein tief ziegelroter lateritischer Bodenhorizont entblösst. Dies kann als Hinweis auf ein warmfeuchtes bis saisonal wechselfeuchtes Klima gewertet werden (Lateritböden kommen heute vor allem in Gebieten von Regenwäldern vor). In den Schottern sind kaum organische Reste zu finden, Umlagerungen und Transportenergie waren wohl meist zu hoch. In den überwiegend gelblichen Mergeln finden sich selten Landschnecken als fossile Lebens-Zeugen. Vom oberen Tösstal über das Schnebelhorn und noch weiter östlich sind solche Mergelzonen selten. Erst westlich im Bachtelgebiet und nordwestlich am Hörnli schalten sie sich vermehrt ein und enthalten gelegentlich auch Florenreste (graue, kohlige Mergel- und Siltsteine). Die am Hörnli markante Hörnligubel-Mergelzone ist auch im Schnebelhorngebiet entwickelt, hier aber nur geringmächtig und etwa entlang der Strahleggstrasse in 1030—1040 m Meereshöhe teilweise aufgeschlossen. Westlich von Neurütispitz/Schindelberghöchi konnten hier in gelbgrauen Mergeln Landschnecken (Helicidae) und kleine Brandkohleschmitzen gefunden werden.

Tektonische Zeugen finden sich in den Nagelfluhen: Rutschharnische an Klüften und Geröllen sowie Drucklösung an kalkigen und dolomitischen Geröllen. An Vertikalklüften ist meist nur wenig Verschiebung erkennbar — und falls nachweisbar, erfolgte diese mehrheitlich in horizontaler Richtung → **Abbildung 2**. Die Erosion formte neben den tiefen V-Tälern viele Kleinstrukturen aufgrund der Härteunterschiede des Gesteins und wegen der Klüftung. So entstanden Wasserfallstufen, Gubel und Auswaschungshöhlen **(Bolliger, R. 2020)** wie am Brandenfels, auch «Momilchgubel» genannt **(Graf, R. 2019)**. Diese gut erschlossene Balmhöhle (Felsüberhang-Höhle) ist von der Wolfsgrueb auf dem Neuweg gut erreichbar, die Abzweigung Brandenfels ist beschildert → **Abbildung 3**. Torförmige Auskolkungen an Nagelfluhwänden entstanden durch Frostsprengung und Klüftung. Auf diese Weise könnten auch freistehende Felsbögen entstehen. Bei hangparallelen Klüften kommt es öfter zu Verstürzen. Wenn genügend Rückhalt im Fussbereich liegt, kann ein

Abbildung 2

Vertikalkluft in der Nagelfluh oberhalb von Brandenfels. Richtung und Versatzausmass sind hier nicht verlässlich interpretierbar.

Foto: T. Bolliger, 20.3.2022

Abbildung 3

Die leicht zugängliche Balmenhöhle Brandenfels («Momilchgubel») lädt mit Grillstelle und Bänken zum Verweilen ein. Balmenhöhlen wurden durch Bacherosion und Frost in Nagelfluh-Mergel-Wechsellagerungen geschaffen.

Foto: T. Bolliger, 20.3.2022

Nagelfluhblock auch nur verkippen, zu sehen etwa am Neuweg oberhalb von Brandenfels. → **Abbildung 4**

Die Geröllspektren der Nagelfluhen verraten etwas über die Herkunft aus den Alpen. Vor 15—12 Millionen Jahren sahen die Alpen nämlich noch ganz anders aus als heute: die Helvetischen Decken waren noch kaum an der Oberfläche entblösst, dafür aber grössere zusammenhängende Deckenanteile, die dem ostalpinen und penninischen Ablagerungsraum zugeordnet werden können. Buntsandsteine und Radiolarite finden sich wegen ihrer Widerstandsfähigkeit relativ oft. Auch Quarzite und Chert (Silex) sind daher verbreitet zu finden. Grünliche gebänderte Quarzite dürften dabei überwiegend aus Flyschumhüllungen stammen. Graue

Abbildung 4

Verkippter Nagelfluhblock (unterer Teil talwärts verschoben).

Foto: T. Bolliger, 20.3.2022

Kalke und Dolomite sind als ostalpine Sedimente, überwiegend aus der Triaszeit, einzustufen. Mit einem geübten Auge und etwas Glück können hier auch Muschelschillkalke und Korallen aus der ostalpinen Kössen-Formation gefunden werden → **Abbildung 5.** Granite treten etwas zurück, stellenweise kommen Grüngesteine etwas häufiger vor. Letztere stammen von der ozeanischen Kruste des Penninikums. Freunde schöner farbiger Gerölle kommen hier sicher auf die Rechnung: in der Töss sind die Gerölle sekundär zugerollt und die anhaftende sandige Matrix ist hier abgeschliffen. Lokal können Nagelfluhgerölle beachtliche Dimensionen erreichen. Am Schnebelhorn bis über 30cm! Dies bedeutet, dass

Abbildung 5

Meeresfossilien aus der Triaszeit: Alpine Gerölle mit Muschelschill vom Schnebelhorn (oben) und mit Korallen vom Tal der vorderen Töss (unten).

Fotos und Sammlung: T. Bolliger, 2022

Abbildung 6

Blick zum Hörnli am Aufstieg zum Schnebelhorn (Tierhaag). Zu sehen sind die durch Bacherosion geformten tiefen V-Täler im oberen Tösstal.

Foto: T. Bolliger, 20.3.2022

teilweise murgangartige Hochflutereignisse stattgefunden haben müssen, um solche Gerölle vielleicht 30km und weiter zu transportieren. Am Schnebelhorn, mit 1291 m der höchste Berggipfel im Kanton Zürich, geniessen wir bei klarem Wetter eine herrliche Rundsicht → **Abbildung 6.**

Die Fallätsche bei Leimbach — Der spektakulärste Aufschluss der Stadt Zürich

Dominik Letsch

Ganz im südwestlichsten Zipfel des Zürcher Stadtgebiets gelegen, ist der markante Felsanriss an der Albis-Ostflanke oberhalb von Leimbach selbst vom anderen Seeufer aus gut sichtbar. Bereits Hans-Conrad Escher — der Ahnherr aller Zürcher Geologen — schätzte die Fällatsche sehr und er schrieb dazu im 2. Band des kurzlebigen Periodikum Alpina im Jahr 1807: «Nur von Ferne sieht man von Wollishofen aus, an dem westlich liegenden Uto die sogenannte Leimbacher Faletschge, welcher ein immer noch fortdauernder, durch Auswaschung verursachter Einsturz der einen Seite des Berges ist, wo die ganze Formation mit solcher Deutlichkeit im schönsten Profile erscheint, dass diese Faletschge des Besuches eines jeden nach Zürich gehenden Geognosten würdig wäre.» Eschers knapper und präziser Beschrieb gilt auch heute noch: Bei der von ihm erwähnten Formation handelt es sich um die Obere Süsswassermolasse, welche im Felstrichter der Fallätsche und entlang des ihn entwässernden Rütschlibachs über rund 300 Höhenmeter fast durchgehend aufgeschlossen ist **→ Abbildung 1.**

Aufgrund ihrer Nähe zur Stadt, der wenig berührten Natur und der teils schon fast etwas voralpin anmutenden steilen Geländeverhältnisse, wird die Fallätsche spätestens seit dem späten 19. Jahrhundert eifrig begangen und ist daher von einem Netz oftmals recht exponierter und kaum markierter Trampelpfade überzogen. Daneben finden sich mehrere, teils heute kaum mehr zugängliche Clubhütten zumeist nicht mehr existierender Alpinisten- und Naturfreundevereine. Diese tragen klingende Namen wie Bristenstäfeli, Gleckstein- oder Felsenkammer-Hütte. Eine Begehung der Fallätsche ist nicht ungefährlich und geschieht stets in eigener Verantwortung; zwei mögliche, geologisch interessante Routen sind in Pavoni **(1967)** skizziert und im Internet finden sich zudem unzählige Tourenbeschriebe inklusive Schwierigkeitsgrade. Zur besseren geologischen Orientierung empfiehlt es sich zudem, das detaillierte geologische Profil des Zürcher Geologen und Fallätschen-Kenners Nazario Pavoni (1929—2014) zu konsultieren, welches sowohl als Text **(Pavoni 1952)** als auch als Profil

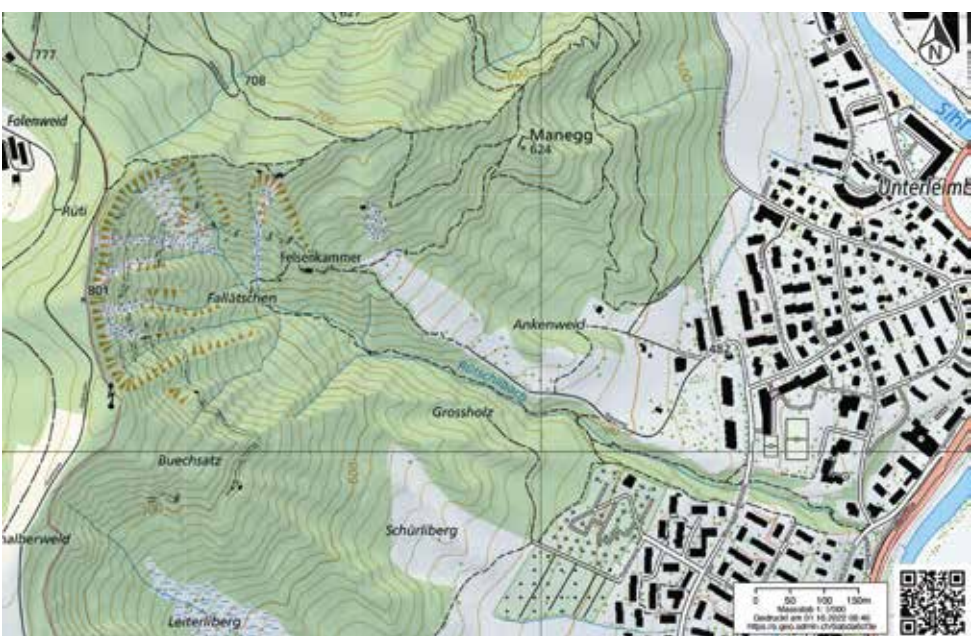
(Pavoni 1967, → Abbildung 2) vorliegt. Die aktuellste Darstellung der geologischen Verhältnisse an der Fallätsche findet sich in Pavoni et al. (2015).

Das gesamte Fallätschen-Profil gewährt einen typischen Einblick in den insgesamt recht monotonen Aufbau der Zürcher Molasse. Neben den stark vorherrschenden Mergeln und Siltsteinen sind v. a. Sandsteine und sehr viel seltener dünne Kalkbänke zu beobachten. Instruktive Aufschlüsse finden sich bereits entlang des Rütschlibachs. Hier kann beispielsweise zwischen ca. 515 und 520 m ü. M. das sog. Limnische Niveau Rütschlibach-Riedhof studiert werden: Diese Abfolge aus dunklen Mergeln und plattigen, maximal wenigen dm mächtigen Kalksteinbänken belegt einen temporären See, welcher sich in einer Senke in der ansonsten recht unruhigen einstigen Molasse-Landschaft mit breiten Flussrinnengürteln und ausgedehnten Überschwemmungsebenen gebildet hatte. Die Kalksteinbänke enthalten zahlreiche völlig plattgedrückte versteinerte Süsswasserschnecken. Ritzt man das Gestein, so macht sich der typische petrolartige Geruch bemerkbar, welcher zur Bezeichnung Stinkkalk geführt hat. Diese Stinkkalke entstanden einst als seekreideartige Kalkausfällungen im Seewasser → Kapitel Käpfnach, S.41, Stöckentobel/Wehrenbachtobel, S. 59 und

Abbildung 1

Übersichtskarte (swisstopo) der Fallätsche, welche durch den Rütschlibach in die Sihl entwässert.

Kartenausschnitt: swisstopo



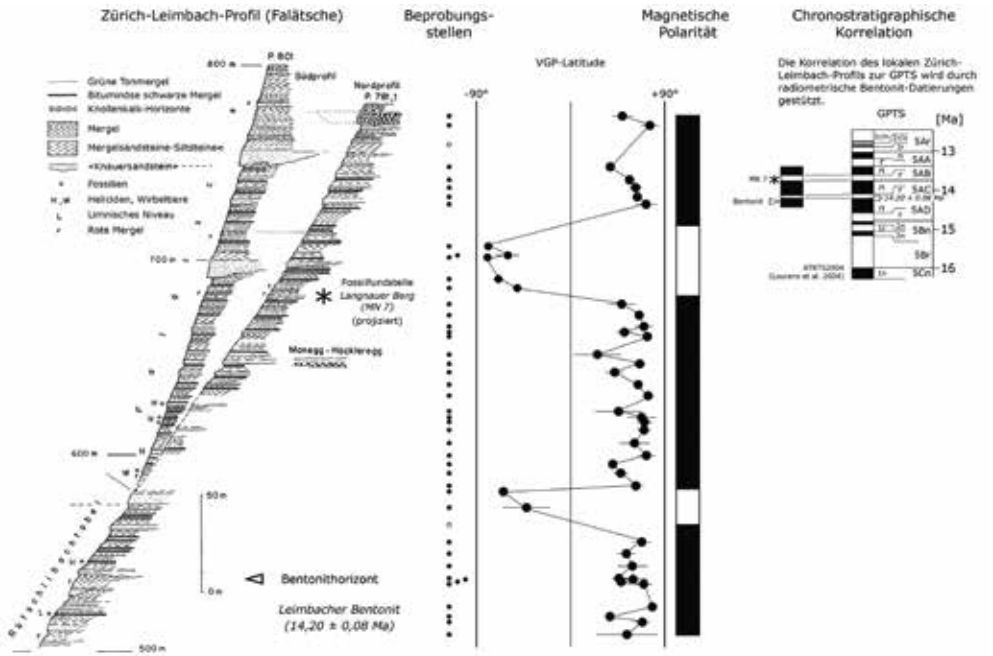


Abbildung 2

Kombiniertes lithostratigrafisches (links, nach Pavoni 1967) und paläomagnetisches (rechts, aus einer Arbeit von Kempf & Matter 1999 übernommen) Profil durch die Fallätsche.

Illustration: Aus Pavoni et al. (2015), mit freundlicher Erlaubnis der Landesgeologie.

Küsnachter Tobel S. 64. Etwas weiter oberhalb im Bach kann bei intensiver Suche, dem richtigen Gespür und etwas Glück eine dünne Schicht ehemaliger Vulkanasche (der sog. Leimbacher Bentonit) gefunden werden: Die heute als schmieriger Tonstein vorliegende Asche wurde vor ziemlich genau 14.2 Millionen Jahren im Zuge vulkanischer Aktivitäten im heutigen Ungarn ausgeworfen und durch Winde bis ins Molassebecken verfrachtet. Dieseser Bentonithorizont ist etwas jünger als der Bentonit im Küsnachter Tobel.

Gelegentlich wird die meist eher verwitterungsanfällige von Mergeln und Siltsteinen dominierte Schichtabfolge durch bis zu gut 10 m mächtige Sandsteinbänke (sog. Knauersandsteine) unterbrochen. Diese oft etwas verwitterungsresistenteren Schichten bilden auffällige Felswände und Steilstufen → **Abbildung 3** und an der Fallätsche wurden die Clubhütten häufig entlang jener errichtet. So lehnt sich die Felsenkammerhütte an eine mächtige Knauersandsteinbank an und die Glecksteinhütte thront auf einer solchen, deren Oberkante auf rund 700 m ü. M. liegt. Letztere und eine noch etwas höhere gelegene Bank (Oberkante auf ca. 755 m ü. M.) sind auch aus grösserer Entfernung gut zu

Abbildung 3

Luftaufnahme der Fallätsche aus dem Jahr 1983. Gut erkennbar ist die prominente Sandstein-Felswand im oberen Abschnitt des Trichters.

Foto: Desair-Foto (Nr. 83—1007/ 12.10.83)

erkennen. So kann man beobachten, dass die im südlichen Teil der Fallätsche mächtig ausgebildeten Bänke seitlich beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen unterworfen sind und in nördlicher Richtung teils fast gänzlich auskeilen (vgl. das Süd- und Nordprofil in → **Abbildung 2**). Im kleineren Massstab können solche Phänomene auch entlang des Rütschlibachs beobachtet werden. Wie von Pavoni **(1952)** anschaulich dargestellt, kann dieses Verhalten dadurch erklärt werden, dass die Knauersandsteine die sandigen Füllungen einstiger Flussrinnen darstellen. Diese verliefen in ca. Ost-West-Richtung und somit gewissermassen in den heutigen Albis hinein; die Fallätsche offenbart daher einen Querschnitt durch diese Rinnen, wodurch das linsenförmige Erscheinungsbild der Knauersandsteine seine Erklärung findet.

Die Fallätsche stellt für die moderne Geologie ein sog. Referenz-Profil der Zürcher Molasse da: Neben dem als regionalen Leithorizont verwendeten limnischen Niveau Rütschlibach-Riedhof und dem radiometrisch datieren Leimbacher Bentonit liegen vertikal und somit zeitlich dicht verteilte Informationen zur Paläomagnetik vor → **Abbildung 2**. Kleinste im Gestein verteilte magnetische Mineralien erlauben Rückschlüsse auf das einst bei der Ablagerung des Gesteins herrschende irdische Magnetfeld. Dieses ist im Laufe der Jahrtausende und -millionen unregelmässigen Schwankungen unterworfen, welche sich in längeren und möglichst gleichmässig sedimentierten Schichtabfolgen widerspiegeln und im Idealfall eine weitere Möglichkeit einer globalen Korrelation und absoluten Datierung erlauben. Nähere Ausführungen zu dieser Thematik und ihren Bezug zur Fallätsche findet sich in Kempf & Matter **(1999)** und Kälin & Kempf **(2009)**.

Irchel-Plateau — Komplexe Relikte aus dem frühen Eiszeitalter

Hans Rudolf Graf

Mit der Ratifizierung durch das Komitee der internationalen Vereinigung geologischer Wissenschaften (Committee of the International Union of Geological Sciences, IUGS) im Juni 2009 wurde der Beginn des Quartärs (des Pleistozäns) vor 2.58 Millionen Jahren festgelegt. Dieses wird unterteilt in Früh-, Mittel- und Spätpleistozän. Die Grenze zwischen Früh- und Mittelpleistozän wurde bei 0.78 Millionen Jahren vor heute gezogen. Die Grenze zwischen Mittel- und Spätpleistozän wird mit der Basis des Eem-Interglazials, einer ausgeprägten Warmzeit, definiert und auf 126 000 Jahre vor heute datiert. Die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän wird heute mit dem Ende der Jüngeren Dryas, eines kalten Zeitabschnitts am Ende der letzten Vereisung festgelegt, was einem Alter von 11 500 Jahren entspricht.

Lithostratigraphie der eiszeitlichen Ablagerungen der Schweiz

Die Benennung der eiszeitlichen Einheiten, wie sie in der älteren Literatur und auf den älteren Karten des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 verwendet wurde, lehnte sich weitgehend an die zu Beginn des 20. Jahrhunderts im Süddeutschen Alpenvorland von Penck & Brückner **(1901–09)** erarbeitete, so genannte «klassische» Quartärstratigraphie an. Die vier Eiszeiten Günz, Mindel, Riss und Würm bildeten dabei lange das gedankliche Modell der Gliederung. Sie wurden stets mit morphostratigrafisch unterscheidbaren Niveaus von eiszeitlichen Schotterablagerungen in Verbindung gebracht, nämlich der Terrasse der Höheren Deckenschotter (Günz-Eiszeit), der Terrasse der Tieferen Deckenschotter (Mindel-Eiszeit), der Hochterrasse (Riss-Eiszeit) und der Niederterrasse (Würm-Eiszeit). Neuere Untersuchungen zur Stratigrafie der eiszeitlichen Ablagerungen des nördlichen Schweizerischen Alpenvorlandes ergaben ein von diesem Modell klar abweichendes Bild **(vgl. z. B. Graf 1993, Graf 2009)**. So wird heute von mindestens acht frühpleistozänen (Deckenschotter-) und fünf mittel- und

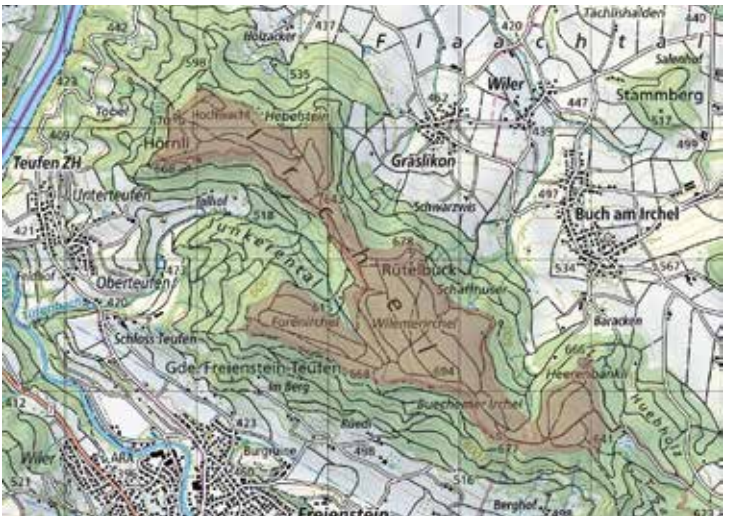


Abbildung 1

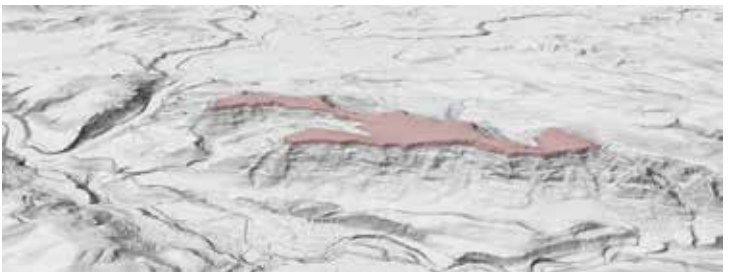
Lage der Deckenschotter-Abfolge am Irchel.

Kartenausschnitt: swisstopo

spätpleistozänen Eiszeiten ausgegangen. Wie diese mit den vier Eiszeiten von Penck & Brückner **(1901–09)** zu korrelieren sind, ist abgesehen von der Letzten Eiszeit, weitgehend unklar. Aus diesem Grund werden die eiszeitlichen Einheiten der Schweiz heute nach lithostratigraphischen Kriterien gegliedert und die Eiszeiten anhand von lokalen Befunden und Typuslokalitäten definiert.

Frühpleistozän am Irchel

Der Molassehügel des Irchels liegt östlich des Rheinknies von Rüdlingen-Tössegg und nördlich der Töss. Er erstreckt sich in Südost-Nordwest-Richtung. Im obersten Abschnitt trägt er ein Relikt von Höherem Deckenschotter, der dem Frühpleistozän entstammt → **Abbildung 1**. Seine Auflagerungsfläche senkt sich von 660 m ü. M. im Südosten gegen 625 m ü. M. im Nordwesten bei einer gleichzeitigen Zunahme der Mächtigkeit von 25 Metern bis zu rund 40 Metern. Häufig sind die Schotter stark verkittet und bilden steile, versinterte Felswände. Ihre Untergrenze ist meistens glatt und sanft gewellt; hin und wieder ragen Sandsteinknauer nach oben in die Schotter hinein. Die Ablagerungen können in vier Schotterkörper sowie eine einige Meter mächtige sandig-siltige Zwischenlage gegliedert werden → **Abbildung 2**. Im obersten Teil der ältesten Schotter (Langacher-Schotter) sowie



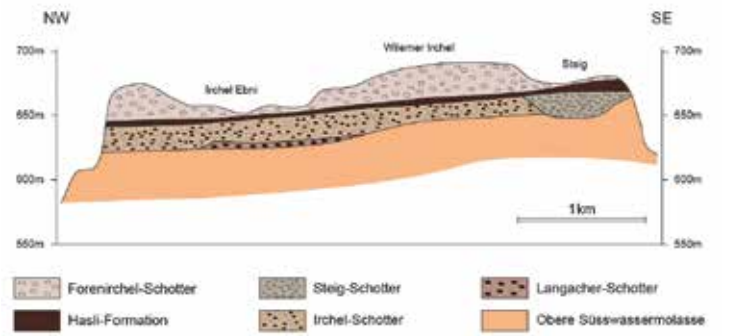


Abbildung 2

oben: Das Plateau des Irchels wird durch eine maximal 40 m mächtige Schicht aus Schotterkörpern gebildet, den Höheren Deckenschottern.

unten: Profil durch die Höheren Deckenschotter des Irchels.

Illustration: Graf (1993)

in der Zwischenschicht (Hasli-Formation) liegen Hinweise auf warme Zeitabschnitte vor. Das Geröllmaterial geht insgesamt auf den Walenseearm des Rheingletschers zurück, wobei festgestellt werden kann, dass die Geröllspektren der vier Schotter-Einheiten quantitativ eine markante Variabilität zeigen.

Langacher-Schotter

Beim Langacher-Schotter handelt es sich um die untersten Schichten der Deckenschotter vom Irchel. Er weist eine relativ geringe Mächtigkeit von max. ca. 10 Metern auf und kann gut vom darüber folgenden Irchel-Schotter abgegrenzt werden. Südöstlich der Irchel Ebni ist er an der Basis allgemein sehr grobkörnig ausgebildet, wobei Blöcke alpiner Kalke mit Durchmessern von gegen 1 m vorkommen. Darüber folgen feinkörnigere Schotter, in die sich gegen oben vermehrt Sandlagen einschalten. Früher war der Langacher-Schotter in einer kleinen Grube aufgeschlossen (Koord. 2'687'025/1'267'575, 640 m ü. M.). Dort war in seinem Dach eine Linse mit feinkörnigen Überschwemmungssedimenten eingeschaltet → **Abbildung 3**. Diese wurden von einer Bodenbildung überprägt, wie sie heute unter Einfluss eines trockenwarmen

Klimas entsteht, welches heute zum Beispiel im mediterranen Raum herrscht. Dafür typische, verschiedenartige Kalkkonkretionen konnten identifiziert werden [«Caliche», Graf (1996)]. Aber auch Phänomene von humider Verwitterung waren feststellbar, was auf Verhältnisse schliessen lässt, wie sie heute bei uns herrschen. Insgesamt belegen diese Sedimente eine Warmzeit mit dynamischem Klima, nach der Ablagerung des eiszeitlichen Langacher-Schotters. Weitere Aufschlüsse dieses Schotters finden sich am Strengebrunnen (Koord. 2'687'150/1'266'700) und an der Schartenflue (Koord. 2'687'100/1'266'075).

Irchel-Schotter

Die Irchel-Schotter umfassen volumenmässig den grössten Teil der Höheren Deckenschotter des Irchels. Ihre Mächtigkeit erreicht rund 40 m. Sie überlagern den Langacher-Schotter diskordant und enden oben mit einer scharfen Grenze, welche mit einer 20—30 cm dicken, stark verkitteten Lage markiert ist. Die Obergrenze senkt sich von SE nach NW von rund 670 auf ca. 645 m ü. M. Die Einregelung der Gerölle lässt auf eine Schüttungsrichtung der Schotter und damit einer Fliessrichtung der eiszeitlichen Schmelzwässer, nach NW schliessen.

Steig-Schotter

Am Steig oberhalb von Dättlikon (Koord. 2'688'950/1'265'550) ist ein etwa 10 Meter mächtiger Schotter aufgeschlossen, der im Gegensatz zu den älteren Einheiten reich an Dolomiten ist. Die gleiche Einheit ist auch in der Kiesgrube östlich vom Buechemer Irchel (Koord. 2'688'550/1'265'700) aufgeschlossen. Am Südhang des Irchels kann festgestellt werden, dass der Steig-Schotter auf den Irchel-Schotter aufgelagert ist (oberhalb Berghof, Koord. 2'688'750/ 1'265'550) und zudem gegen Westen auskeilt, ist er doch am Buechemer Irchel (Koord. 2'688'025/1'265'850) nur noch rund 1 Meter mächtig. Anhand dieser Befunde kann eine rinnenförmige Gestalt des Schotterkörpers rekonstruiert werden, wobei diese Erosionsrinne grob eine Orientierung in Süd-Nord-Richtung und die Gerölleinregelung eine Schüttungsrichtung nach Norden erkennen lassen. Wie der Irchel-Schotter endet auch der Steig-Schotter mit einer scharfen Obergrenze, welche durch eine 20—30 Zentimeter dicke, stark verkittete Lage markiert ist. Wahrscheinlich äussert sich in diesem Schotter zum ersten Mal die Ausbildung

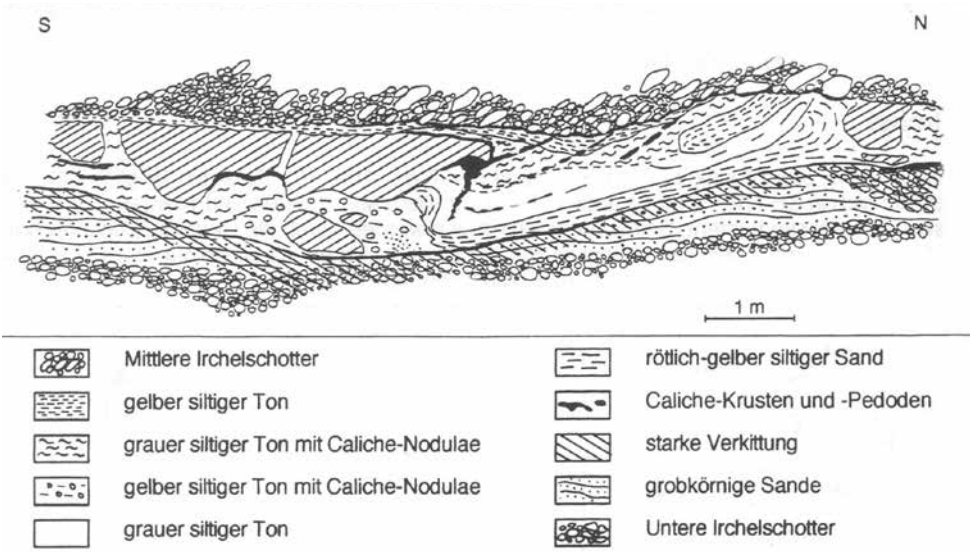


Abbildung 3

Skizze des Aufschlusses SE Irchel-Ebni (Koordinaten 2'687'025/1'267'575).

Illustration: Modifiziert nach Graf (1996).

des Tösstalarms des Walensee-Rheingletschers, dessen Schmelzwässer wohl auf der östlichen Seites des Irchels nordwärts flossen.

Hasli-Formation

Wie erwähnt, weisen Irchel- und Steig-Schotter eine scharfe Obergrenze auf, welche sich durch eine ausgeprägte Zementierung auszeichnet. Diese Lage wird auf dem ganzen Irchel von der sogenannten Hasli-Formation überlagert, einer 2—7 Meter mächtigen Abfolge von beigen, zum Teil tonigen Silten und Feinsanden, die Lagen und Linsen aus feinkörnigen Schottern enthält. Es handelt sich um Überschwemmungsablagerungen mit eingeschalteten Rinnensedimenten, wie sie auch für heutige Auenwälder typisch sind. In den feinkörnigen Sedimenten sind knollige Kalkkonkretionen häufig, ebenso auf der Oberfläche der liegenden Schotter (Caliche, vgl. oben). Die feinkörnigen Sedimente enthalten eine sehr artenreiche Schneckenfauna, die auf ein warmgetöntes Klima mit verschiedenartigen Lebensräumen zur Entstehungszeit der Ablagerungen hindeutet. Auch die kalkigen Ausscheidungskörperchen von Regenwürmern sind vorhanden. An der Lokalität Hasli, nördlich einer alten Hangrutschung **→ Abbildung 4**, gelangen Funde von Nagetierzähnen **(Bolliger et al.1996, Cuenca-Bescos 2016, Cuenca-Bescos 2015)**, welche eine Datierung der Ablagerungen auf die Säugerzone MN17 (1.8 bis 2.54

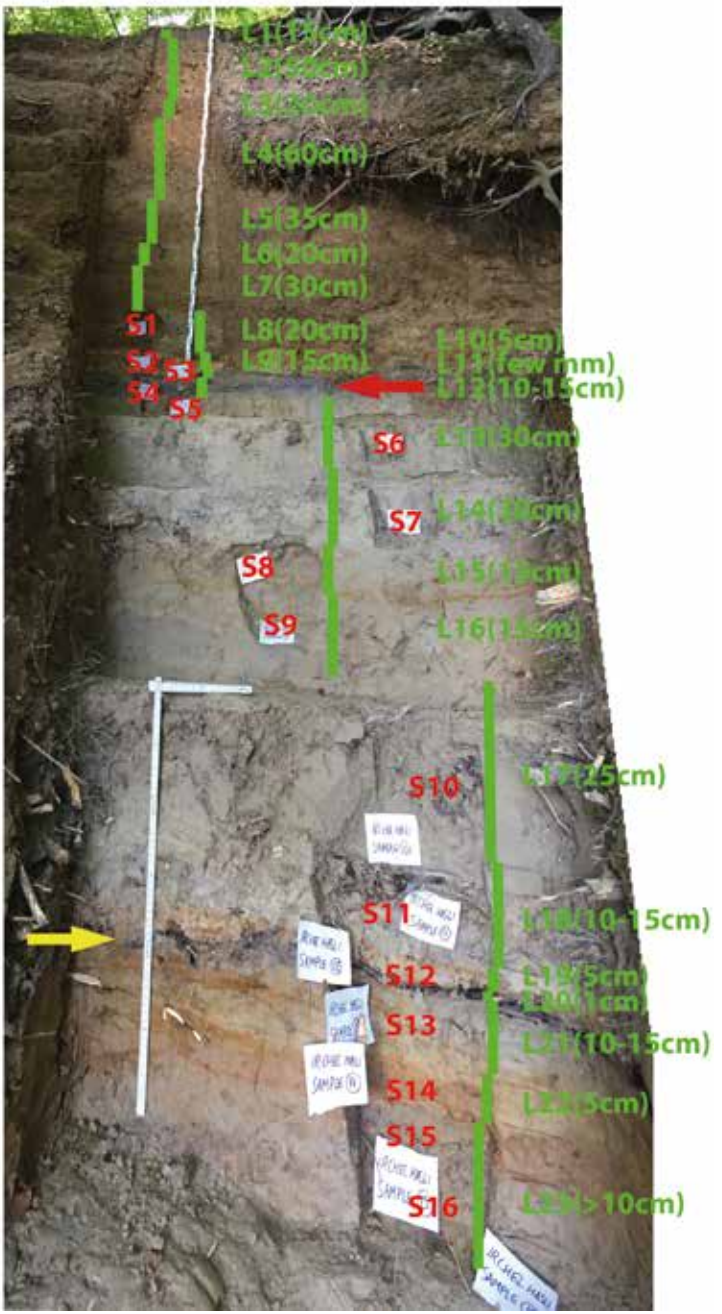


Abbildung 4

Das Profil Irchel-Hasli. Fotodokumentation des oberen Teils des Profils mit Schichtnummern und Beprobungsstellen. Pfeile: Lignithorizonte.

Foto: Gaudenz Deplazes

Millionen Jahre) ermöglichten. Cuenca-Bescos **(2015)** ist der Ansicht, eine Einschränkung auf den jüngsten Teil von MN17 vornehmen zu können, was ein Alter von 1.8 bis 2.0/2.2 Millionen Jahre ergäbe. Dies würde gut mit den Ergebnissen von paläomagnetischen Untersuchungen übereinstimmen **(Graf 1993)**.

Forenirchel-Schotter

Die Hasli-Formation wurde höchstwahrscheinlich einst auf dem ganzen Irchel-Plateau von jüngeren eiszeitlichen Sedimenten überlagert, dem Forenirchel-Schotter. Heute ist er nur noch auf dem Buechemer-, Wilemer- und Forenirchel an den höchsten Stellen des Hügelzuges erhalten. Seine grösste Mächtigkeit beträgt dabei rund 18m. Er ist — wie die tieferen Schotter — oft verkittet und bildet steile, versinterte Felswände. Anhand der Gerölleinregelung kann eine Schüttung nach NW rekonstruiert werden.

Versuche, die Höheren Deckenschotter des Irchels mit einer neuen, auf der Analyse von kosmogenen Isotopen basierenden Methode zu datieren, deuten auf ein Alter der Ablagerungen von ca. 1—2 Millionen Jahren hin, lieferten bisher aber noch inkonsistente Resultate.

Üetliberg-Gipfel — Deckenschotter und längst eingedampfte Gletschermilch

Dominik Letsch

Als Zürcher Hausberg hat der Üetliberg nicht nur aufgrund seiner Nähe zur Stadt seit jeher das Interesse der Zürcher Geologen auf sich gezogen → **Abbildung 1**. Die Hauptmasse des Üetlibergs wird durch flachliegende Mergel-, Silt- und Sandsteinschichten der Oberen Süsswassermolasse gebildet, welche beispielsweise an der nahegelegenen Fallätsche schön studiert werden können → **Kapitel Fallätsche, S. 76.** Nagelfluh (d.h. versteinerte Flussschotter) kann in der Molasse, welche an den Hängen des Üetlibergs entblösst ist, nur selten beobachtet werden und so erstaunte deren prominentes Vorkommen direkt auf dem Gipfel des Berges → **Abbildung 2** bereits Arnold Escher, den ersten Geologie-Professor an der Universität und dem Polytechnikum in Zürich. Escher **(1869)** vermutete daher ein viel jüngeres (eiszeitliches) Alter für diese Nagelfluh und bezeichnete sie aufgrund des im Vergleich zur Molassenagelfluh oftmals zurücktretenden Sandanteils zwischen den

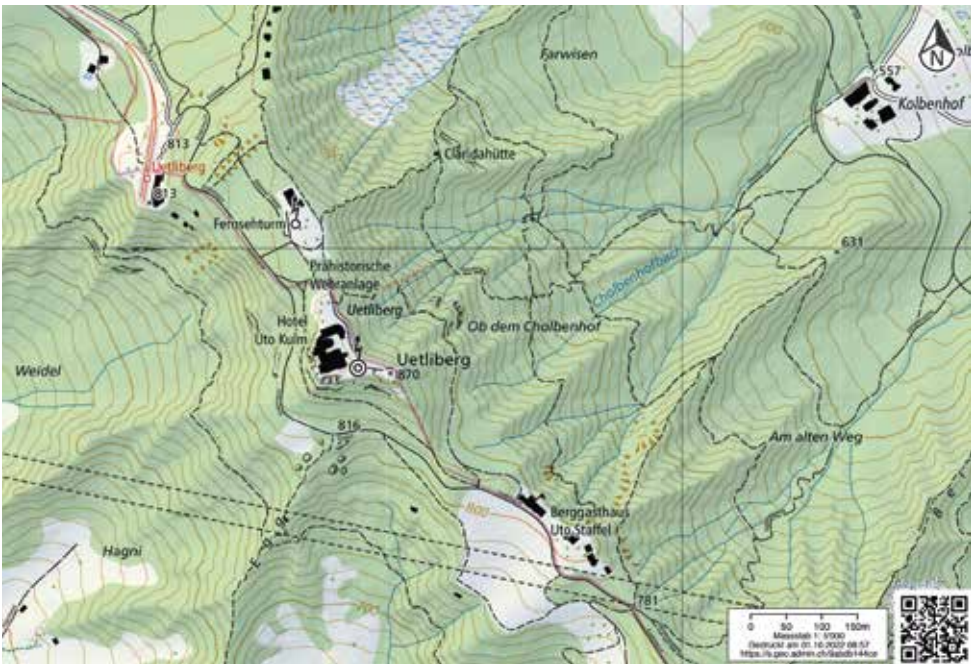
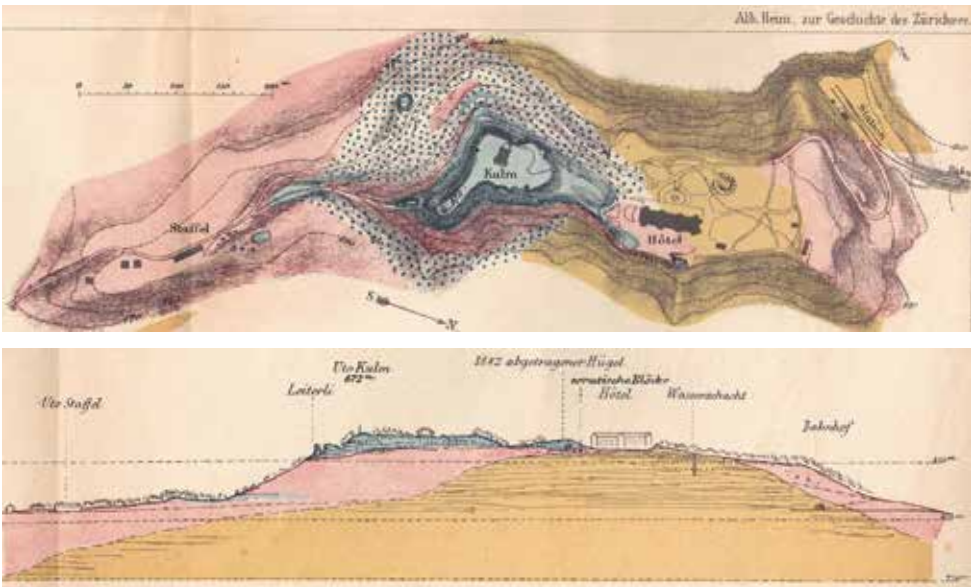


Abbildung 1

Übersichtskarte der Üetliberg-Gipfelregion.

Kartenausschnitt: swisstopo



Geröllen als «löchrige» oder «glaciale Nagelfluh». Eine direkte Bestätigung dieser Vermutung brachten Bauarbeiten auf dem Uto Kulm im Jahre 1883, bei welchen im Liegenden der löchrigen Nagelfluh Moräne und Findlinge, also eindeutige Zeugen von Gletscheraktivität, zum Vorschein kamen **(Wettstein 1885, Heim 1890, → Abbildung 2)**. Alexander Wettstein, ein leider viel zu früh verstorbener Pionier der Zürcher Lokalgeologie, brachte die löchrige Nagelfluh auf dem Uto mit den ähnlich ausgebildeten Wulp-Schottern im Küsnachter Tobel in Zusammenhang **→ Kapitel Küsnachter Tobel, S. 64** und vermutete, dass deren Ablagerung jünger sei, als die Entstehung des Zürichseetals. Spätere Forschungen lassen es heute wahrscheinlicher erscheinen, dass die «löchrige Nagelfluh» beim Uto Kulm zwar tatsächlich eiszeitlich, aber doch viel älter als die vermutlich letzteiszeitlichen Wulp-Schotter ist. Sie wird heute den sog. Höheren Deckenschottern zugeordnet **→ Kapitel Irchel/frühes Eiszeitalter, S. 81**, welche die Zeugen einer der frühesten Eiszeiten vor rund 2.5 Millionen Jahren darstellen. Damals existierten die recht tiefen Felsrinnen entlang der heutigen Täler (sowie die durch Lockergesteine verfüllten Felsrinnen ausserhalb der heutigen Talungen) noch nicht und die Auflagerungsfläche der Deckenschotter auf die Molasse entsprach der allgemeinen damaligen Geländeoberfläche. Die Schmelzwässer früher alpiner

Abbildung 2

Geologische Karte (oben) und Längsprofil (unten) der Üetliberg-Gipfelregion (aus Heim 1890). Gelb: Molasse. Rot: Moräne. Blau: Deckenschotter («glaciale Nagelfluh» bei Heim). Blau gepunktet: Deckenschotter-Schutt.

Illustration: Aus Heim (1890).

Abbildung 3

Deckenschotter beim Leiterli (im Hintergrund das Hotel Uto Kulm).

Foto: H. Mändli, 2014

Gletscher, welche damals erstmals bis in die Gegend der heutigen Nordschweiz vorstiessen, schütteten die Höheren Deckenschotter auf die flache Landesoberfläche, welche bereits durch untiefe und relativ breite Talungen geprägt war **(Frei 1912)**. Diese Talungen dürften nicht den heutigen entsprochen haben und es ist auch möglich, dass die damaligen Täler örtlich den heutigen Höhenzügen folgen. Dieses Phänomen wird auch als Reliefumkehr bezeichnet.

Möchte man die Höheren Deckenschotter auf dem Üetliberg etwas genauer studieren, so empfiehlt sich der Abstieg über das sog. Leiterli gerade östlich von Uto Kulm und Aussichtplattform **→ Abbildung 3**. Das löchrige Erscheinungsbild der Deckenschotter, welches einst zur heute obsoleten, wenn auch nicht unpassenden Bezeichnung «löchrige Nagelfluh» geführt hat, kommt hier gut zum Ausdruck. Verursacht wird der löchrige Eindruck einerseits durch die unregelmässige Verteilung und Zementierung der sandigen Matrix, anderseits durch chemische Verwitterung kristalliner und dolomitischer Gerölle. Da diese Verwitterung eine lange Exposition an der Erdoberfläche voraussetzt, ist deren Auftreten ein weiterer Hinweis auf das vergleichsweise hohe Alter der Deckenschotter. So sucht man in mutmasslich jüngeren «löchrigen Nagelfluhen» wie im bereits erwähnten Küsnachter Tobel oder auf der Halbinsel Au meist vergeblich nach vollständig verwitterten Geröllen. Dass solche auch in den ungleich älteren Molassenagelfluhen nur selten zu finden sind, erklärt sich dadurch, dass

Abbildung 4

Mikritische, teils sandige, Karbonatlagen im Deckenschotter beim Leiterli (Feststoffanteil einstiger Gletschermilch).

Foto: H. Mändli, 2014

diese Molasseschichten zwar alt sind, sie aber erst in der jüngeren erdgeschichtlichen Vergangenheit durch Erosionsprozesse an der Erdoberfläche exponiert und somit der Verwitterung ausgesetzt worden sind.

Neben rein sandigen Zwischenschichten → **Abbildung 3** finden sich am Leiterli auch einige dünne Lagen, welche neben sandigen Abschnitten aus fast rein kalkigem (genauer gesagt karbonatischem), sehr feinkörnigem (mikritischem) und völlig kompaktem d.h. zementiertem Material bestehen → **Abbildung 4.** Hierbei dürfte es sich um den zementierten Feststoffanteil von Gletschertrübe («Gletschermilch») handeln. Gletschermilch entsteht dadurch, dass an der Basis eines Gletschers das langsame Vorbeigleiten von im Eis eingeschlossenem Gesteinsschutt am felsigen Gletscherbett zum Abschleifen feinster Gesteinspartikel führt. Da das damalige Gletscherbett über weite Strecken aus karbonatreichen (Kalk und Dolomit) Gesteinen bestanden haben dürfte, entstand eine ebenfalls karbonatreiche Gletschermilch. Die mutmasslichen Gletschermilchlagen in den Deckenschottern des Üetlibergs deuten daher darauf hin, dass die Schotter gletschernah geschüttet worden sind. Vergleichbare Sedimente finden sich auch andernorts in den Deckenschottern sowie auch in viel jüngeren, aber ebenfalls gletschernah geschütteten Schottern und Sanden → **Kapitel Küsnachter Tobel, S. 64 und Letsch 2012).** Dies dürfte aber vermutlich nur für einen Teil der Deckenschotter vom Uto Kulm gelten; so ergaben neuere Forschungen **(Graf & Gubler,**

zitiert in Bolliger 1999 und namentlich Graf, H. R. 2019), dass diese weiter gegliedert werden können. In ihren unteren, heute kaum direkt aufgeschlossenen Lagen (zwischen Moräne und den Schottern am Leiterli) finden sich sodann Hinweise auf Verwitterungs- und Bodenbildungsprozesse, welche unter warmzeitlichen Klimabedingungen stattgefunden haben. So dokumentiert alleine das relativ kleine Erosionsrelikt des Höheren Deckenschotters auf dem Uto Kulm eine bewegte Geschichte von mindestens zwei Eiszeiten, welche durch eine Phase warmzeitlichen Klimas voneinander getrennt waren. Mehr Informationen zum mutmasslichen Alter sowie dem paläogeografischen Umfeld der Höheren Deckenschotter auf dem Üetliberg und dem Albis findet sich in Graf, H. R. (2019). Die naturinteressierte Leserschaft geniesst vom Uto Kulm den Blick auf das Zürichseebecken und die Alpen.

Bei Dürnten — Schieferkohlen und weitere Eiszeitzeugen

Thomas Bolliger

Entstehung von Schieferkohlen

Schieferkohlenvorkommen sind am Alpennordrand verbreitet zu finden. Sie stammen aus quartären Eiszeitzyklen: In den Kaltzeiten stiessen die Gletscher weit ins Mittelland vor, in den Warmzeiten zogen sie sich in den Alpenraum zurück und hinter den Mittelland-Endmoränen bildeten sich verbreitet Seen, bei deren Verlandungsprozessen häufig Moore entstanden. Bereits vor den letzten grossen Eisvorstössen bis weit über Zürich hinaus waren Moorbildungen nicht selten. Die entstandenen Torflagen blieben uns aber nicht als solche überliefert, denn die sie später überfahrenden Gletscher pressten durch die grosse Eisüberlast den Torf sehr stark zusammen. Die so entstandene Schieferkohle ist weder Torf noch Braunkohle. Ihr Brennwert liegt zwischen demjenigen von Torf oder Braunkohle (Die miozänen Kohlen von Käpfnach entsprechen hingegen im Brennwert den Braunkohlen). Auch in früheren Zwischeneiszeiten bildete sich wiederholt Torf, der zu Schieferkohle umgewandelt wurde, doch die sich wiederholenden Eiszeitzyklen führten vielfach zur Erosion älterer Ablagerungen, oder sie sind heute unter grösserer Sediment-Bedeckung verborgen. Die einzelnen Vorkommen miteinander zu korrelieren ist oft sehr schwierig, wie auch eine moderne absolute zeitliche Datierung mit physikalischen Methoden. Auswertung fossiler Floren- und Faunenreste führt immerhin zu Rekonstruktionen der damaligen Klimate, wobei gewisse Korrelationen möglich sind **(Welten 1982)**.

Im Kanton Zürich finden wir Schieferkohlen vor allem im Raum Oberes Glatttal (Gossau-Wetzikon-Dürnten), vereinzelt aber auch am Zürichberg (Wolfbachtobel, **Pavoni et al. 2015**) und anderswo. Im Einzugsgebiet der Linthebene gibt es Schieferkohlen bei Eschenbach, Uznach, und Kaltbrunn oder am Buechberg. Immer handelt es sich um lokale bis regionale Ablagerungen, die Mächtigkeiten der Flöze sind meist gering. Trotz dieser geringen Mächtigkeiten und dem unsicheren Verlauf wurden bei vielen Vorkommen im Glatttal und in der Linthebene zu Notzeiten die Schieferkohlen-Lager ausgebeutet. Dies war vor allem ab Ende 18. Jahrhundert der Fall.

Schieferkohlen von Dürnten

Im Bereich Hombrechtikon-Wolfhausen-Bubikon-Dürnten finden wir die Glattal-Schwelle, eine Felsschwelle aus Gesteinen der Oberen Süsswassermolasse, die das Zürichseetal vom Glattal trennt. Von Dürnten bis gegen Unterwetzikon treten stellenweise mittelpleistozäne Eiszeit- und Zwischeneiszeitsedimente auf. Im Bereich Hellberg-Ottikon-Gossau kommen auch Aathal-Schotter vor. All diese Ablagerungen sind mehr oder weniger von letzteiszeitlichen Moränen und Schottern überdeckt, welche im Bereich Uster-Hinwil die im Zürcher Oberland charakteristische Drumlinlandschaft bilden. Bei Wetzikon, Gossau und Dürnten enthalten die mittelpleistozänen Sedimente Schieferkohlen. An einer Stelle wurden im unteren Flöz der Schieferkohlen von Dürnten Knochen von diversen grösseren Wirbeltieren geborgen **(Heer 1865, Heim 1919)**. Heer beschreibt von Dürnten: Schilf, Föhre, Weissbirke, Eiche, Rottanne, Waldelefant (Elephas antiquus), Nashorn (Rhinoceros merkii), Ur-Stier (Bos primigenius), und Hirsch (Cervus elephus). Das Waldnashorn war nach-Eemzeitlich in Mitteleuropa nur noch ausnahmsweise vorhanden. An diversen Stellen der dürntener Schieferkohleflöze konnten weitere tierische Fossilreste geborgen werden (Wirbeltiere, Schnecken, Insektenreste). Noch heute lassen sich mit etwas Glück westlich vom Binzberg nördlich des Weilers Berenbach am gleichnamigen Bach (früher Tammelbach) Aufschlüsse von Lehm und Schotter finden, → **Abbildung 2** die gelegentlich organisch-pflanzliche Einschwemmungen und Schneckenreste führen. Auch Schieferkohlenstücke können im Bach gefunden werden. → **Abbildung 3** Die Aufschlussverhältnisse können aber kurzfristig rasch ändern und sind generell recht bescheiden. Aus den Lehmen mit organischen Resten konnten Reste von winzigen Muscheln (Pisidium) und kleinen Schnecken ausgewaschen werden, darunter auch Kalkschildchen von Nacktschnecken. Panzer- und Flügelreste von Käfern sind weitere tierische Überreste, die durch Aufbereiten und Aussieben des Sedimentes gefunden wurden. Unter den Resten niederer Pflanzen waren besonders viele Moosreste, sodann einige Characeen-Oogonien (kalkige Vermehrungskörperchen von Armleuchteralgen). Unter den höheren Pflanzen fanden sich Nadeln von Nadelbäumen, sodann Samen von Sauergräsern und von zweikeimblättrigen Pflanzen. → **Abbildung 4** Insgesamt verweisen diese

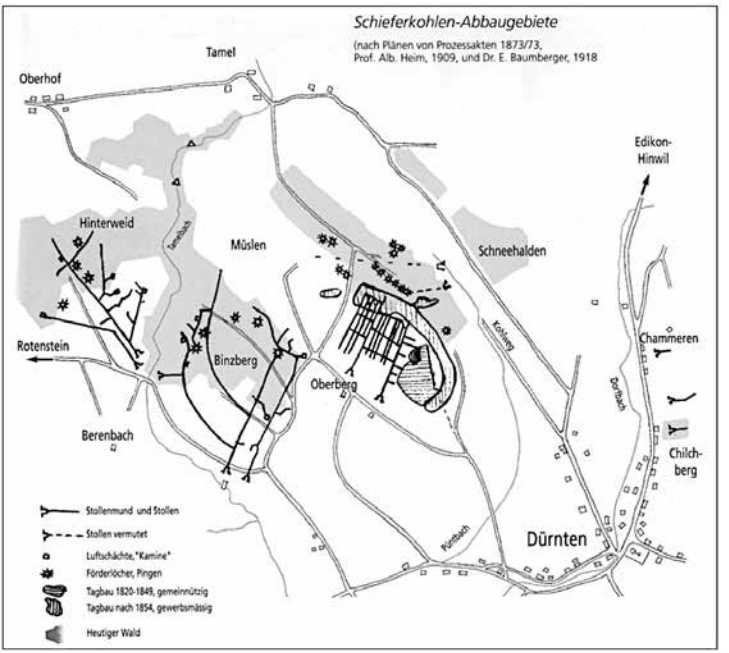


Abbildung 1

Übersichtskarte des Schieferkohleabbaus in Dürnten (aus Baumann 2011c). Am Tamelbach (Berenbach) sind heute noch die Begleitschichten und gelegentlich Schieferkohlereste anzutreffen.

Illustration: Aus Baumann (2011c).

rudimentär bestimmten Funde aus den Begleitschichten der Schieferkohlen auf eine nasse, sumpfig-moorige Umgebung hin, die in einem eher kühl-feuchten Klima gelegen haben dürfte. Die Datierung der Schichten ist jedoch nicht einfach. «Durntenian» wurde gar schon als Stufenname vorgeschlagen **(Geikie 1914)** und der Begriff geistert teilweise auch heute noch in der Literatur herum. Das Schieferkohlenprofil vom Oberberg/Tamelbach bei Dürnten erweist sich nach den Pollenprofilen von Welten **(1982)** als komplex. Die Aufschlüsse am Tamelbach ordnet er Frühwürm-Interstadialen zu, die mit einem Alter von 55 000 bis 70 000 Jahren veranschlagt werden.

Abbau der Schieferkohlen

Im gesamten 19. Jahrhundert wurde Schieferkohle in Dürnten abgebaut, um etwa 1892 rentierte der Abbau in Dürnten jedoch definitiv nicht mehr und wurde eingestellt. Während zunächst der Abbau im Tagbau erfolgte, ging man später wegen der grossen Sedimentüberlast zu bergmännischem Abbau über, wofür

Abbildung 2

Aufschluss am Berenbach (Tamelbach): graue Lehme und Feinkiese (unten). Im Grenzbereich der Schichten fanden sich viele Pflanzen- und kleine Molluskenreste.

Foto: T. Bolliger, 27.3.2022

Abbildung 3

Schieferkohlenstück vom Berenbach: Auch bei ganz langsamer Trocknung zeigen sich Risse durch Schrumpfung des Materials.

Foto und Sammlung: T. Bolliger, 2022

Abbildung 4

Organische Reste aus zwischeneiszeitlichem Lehm am Tamelbach.

Links: Landschnecke, ca. 2.5 mm.

Rechts: Teile von Pflanzennadeln, Samen, Moos, Käfer-Flügeldecken (schwarz, gepunktet) und Schnecken (Bildausschnitt ca. 13 mm).

Fotos und Sammlung: T. Bolliger, 2022

erfahrene ausländische Arbeiter angeheuert wurden. In Dürnten wurden insgesamt 4 Lagen von Schieferkohlen gefunden, wobei je 2 näher beieinander lagen und von Lehmlagen getrennt wurden. Die Flöze konnten bis 1,5 Meter Mächtigkeit erreichen, aber auch nur 60 Zentimeter oder sich gar auf 30 Zentimeter verringern. Die Abbaugeschichte wird von Baumberger **(1923)** und Baumann **(2011a–c)** ausführlich erläutert. In Dürnten fand der umfangreichste Schieferkohleabbau der Schweiz statt, insbesondere in unterirdischen Stollen. → **Abbildung 1** gibt einen Eindruck der Abbaudimension. Durch die ungünstigen Brennwerteigenschaften wurde ein Schieferkohleabbau auch in den kriegsbedingten Krisenzeiten des 20. Jahrhunderts nicht wieder aufgenommen.

Neue Untersuchungen an einem Schiffswrack im Zürichsee bei Wädenswil belegten ein gesunkenes Ledischiff, dessen Ladung aus rund 26 Tonnen Schieferkohle bestanden hatte **(Sturzenegger 2020, Uhr 2020)**. Ob diese Ladung von Dürnten oder Uznach stammte, konnte noch nicht restlos geklärt werden, doch scheint Dürnten aufgrund mehrerer Indizien der etwas wahrscheinlichere Herkunftsort zu sein. Das Schiff war zwischen 1850 und 1870 gesunken, worauf sich aufgrund von Bauart und Grösse schliessen lässt **(Uhr 2020, Sturzenegger 2020)**. Dürntener Schieferkohle wurde nachweislich von Feldbach-Schirmensee aus auf dem Zürichsee verschifft.

Der Pfluegstein in Herrliberg — Der grösste Findling des Kantons

Dominik Letsch

Findlinge gehören wohl zu den auffälligsten Zeugen der Eiszeiten in weiten Teilen des Schweizer Mittellandes und somit auch im Kanton Zürich. Allerdings muss man sich vergegenwärtigen, dass diese steinernen Zeugen aus den Alpen früher noch sehr viel prägender für das zürcherische Landschaftsbild gewesen sein müssen und in historischer Zeit stark dezimiert worden sind — sei es, um den Ackerbau zu erleichtern, sei es um willkommenes Baumaterial zu gewinnen. Anfänge des Naturschutzgedankens datieren spätestens bis in die Frühromantik zurück. So schrieb der ursprünglich aus Deutschland stammende Naturforscher und Reiseschriftsteller Johann Gottfried Ebel 1808 in seinem zweibändigen Werk «Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge» über die Findlinge: «Alle die erstaunenswürdigen Spuren, welche von dieser fürchterlichen Begebenheit zurückgeblieben sind, bezeichnen zuverlässig eines der merkwürdigsten Schicksale der Erde, und die ungeheuren Urfelstrümmer [...] verdienen gewiss als graue Denkmäler einer wichtigen Umwälzungsepoche in der Naturgeschichte unseres Planeten mit Ehrfurcht angestaunt, und mit einer heiligen Pflege unversehrt erhalten zu werden.» Obgleich die fremde Lage der Findlinge fernab ihres Ursprungsorts in den Alpen heute nicht mehr wie zu Ebels Zeiten einer gigantischen Meeresflut (oder modern gesprochen einem Tsunami gigantischen Ausmasses), sondern der Transportleistung des Walensee-Linthgletschers zugeschrieben wird, so werden diese steinernen Kolosse doch immer noch ehrfürchtig bestaunt.

Dies dürfte in besonderem Masse für den Pfluegstein gelten, welcher an prominenter Lage nahe der Gemeindegrenze von Erlenbach und Herrliberg hoch über dem Zürichsee thront (Koord. ca. 2'688'570/1'239'155, ca. 570 m ü. M.) → **Abbildung 1.** Er liegt am sanften talseitigen Abhang eines prominenten letzteiszeitlichen Seitenmoränenwalls, welcher sich vom Weiler Biswind zum Erlenbacher Tobel hinzieht. Mit sichtbaren Ausmassen von 16 m × 9 m × 9 m und einem auf 600 m^3 **(Gubler 2009)** geschätzten Volumen (ältere Quellen erwähnen rund 1000 m^3, **Heim 1919**) ist der Pfluegstein einer der grössten bekannten Findlinge des

Abbildung 1

Übersichtskarte vom Pfluegstein und seiner weiteren Umgebung.

Kartenausschnitt: swisstopo

Kantons Zürich. → **Abbildung 2,3** Er besteht aus einem dunkelvioletten Gestein, welches aus den Glarneralpen stammt und heute noch dort anstehend beobachtet werden kann (namentlich im Glarner Fryberg zwischen Chärpf und Gandstock oder auch unterhalb der Alp Chamm am Fusse des Fuggenstocks). Bei diesem vulkanischen Gestein handelt es sich um das Erstarrungsprodukt basaltischer Lava, welche vor rund 285 Millionen Jahren **(Letsch et al. 2015)** und somit lange vor Entstehung der Alpen im Zuge zahlreicher Eruptionen an der damaligen Erdoberfläche unter ariden Klimaverhältnissen ausgeflossen ist. Aufgrund späterer mineralogischer Veränderungen (u.a. hervorgerufen durch die Aufnahme von Wasser) veränderte sich das ursprünglich dunkelgraue bis fast schwarze Gestein und liegt heute als dunkelvioletter sog. Metabasalt (d.h. durch metasomatische und/oder metamorphe Prozesse veränderter Basalt) vor. Ältere Bezeichnungen wie Spilit oder Melaphyr finden sich in der Literatur über den Pfluegstein, sind heute aber nicht mehr gebräuchlich. Obgleich die chemische und mineralogische Zusammensetzung dieses Metabasalts mit derjenigen des einst frischen Basaltgesteins nicht mehr allzu viel gemeinsam hat, so hat sich das Grobgefüge des Gesteins doch sehr gut erhalten, was erstaunlich ist, wenn man bedenkt, dass das Gestein die Entstehung der Alpen hinter sich hat. So sieht man an gewissen Stellen noch heute die poröse, schlackenartig-raue Struktur des Gesteins, welche bei der raschen Abkühlung der Lava entstanden ist. Andernorts finden sich

mandelgrosse, teils mit weisslich-grauen Ausfällungen gefüllte Hohlräume, welchen das Gestein die heute veraltete Bezeichnung «Mandelstein» verdankte. Diese entstanden als vulkanische Gase infolge rascher Druckerniedrigung von hohen lithostatischen Drücken im Erdinnern zu atmosphärischen Drücken an der Erdoberfläche in der basaltischen Lava Blasen bildeten und schliesslich entwichen. Geschah dies sehr schnell, so zerplatzte die umliegende Lava richtiggehend, was zur eben beschriebenen Schlackenstruktur führte. Es sind dies dieselben Prozesse, welche auch heute noch auf Hawaii oder Island im Umfeld aktiver basaltischer Eruptionen beobachtet werden können.

Heute scheint der Pfluegstein als einsamer Zeuge seiner verwickelten Geschichte an seiner, zumindest aus menschlicher Perspektive, letzten Ruhestätte zu liegen. Ursprünglich dürfte er aber kaum allein den langen Weg auf dem Rücken des Walensee-Linth-Gletschers in Angriff genommen haben, da er vermutlich infolge eines Bergsturz-Ereignisses auf bzw. in den Gletscher gelangt ist. So erwähnt dann auch Heim (1919) zahlreiche weitere kleinere Metabasalt-Blöcke im Umfeld des Pfluegsteins, welche heute allerdings zu grossen Teilen als Baustein verwertet worden sein dürften. So ist es denn nicht unüblich, an der Zürcher Goldküste in steinernen Mauerwerken älterer Häuser die auffälligen violetten Metabasalte hervorlugen zu sehen.

←Abbildung 2

Der Pfluegstein um 1860. Aquarell des zehnjährigen Albert Heims, welcher später Professor für Geologie an Universität und eidg. Polytechnikum in Zürich wurde und die geologische Erforschung der Schweiz sehr massgeblich über Jahrzehnte prägte.

Illustration: Aus Brockmann-Jerosch et al. (1952).

← Abbildung 3

Der Pfluegstein aus südöstlicher Richtung (2022).

Foto: D. Letsch, 5.3.2022

Tüfelschilen bei Turbenthal — Junge Kalktuffkrusten

Daniel Kälin

Im zürcherischen Tösstal bei Tüfelschilen östlich von Kollbrunn (Koordinaten 2'702'700/1'257'850) befindet sich ein vom 17. Jhd. bis 1873 abgebautes Kalktuffvorkommen, auch Quelltuff genannt, von über einer Hektare Fläche, das heute als Naturdenkmal gilt. Der Abbau reicht aber möglicherweise sogar bis in die Römerzeit zurück. Der Name der Lokalität geht auf eine früher hier befindliche Grotte zurück. Das sehr kalkhaltige Wasser — mehrere Liter pro Sekunde — stammt nicht etwa aus dem Bäntalbach selber, sondern aus einem über einem Moränenschleier bzw. dem Fels (Mergel der Oberen Süsswassermolasse) aufliegenden eisrandnahen Schotter der Letzten Eiszeit.

Wenn Karstwasser über Moosteppiche, Algenteppiche oder Kolonien von Cyanobakterien fließt, kann eine größere Kalkmenge ausgefällt werden, wenn die Organismen für ihre Assimilation (Photosynthese) dem Karstwasser Kohlenstoffdioxid entziehen. Cyanobakterien, früher den Blaualgen zugerechnet, besitzen wie Moose und Algen die Fähigkeit zur Photosynthese, also zur Aufnahme von CO_2. Durch den Entzug von Kohlenstoffdioxid steigt der pH-Wert des Wassers und die Löslichkeit von Kalk sinkt, der Kalk fällt aus. Er bildet dabei ein poröses, aber hartes Gestein. Oftmals wird bei der Ausfällung des Kalks umgebendes Material wie Moos, Blätter oder Holz umschlossen → **Abbildung 3.**

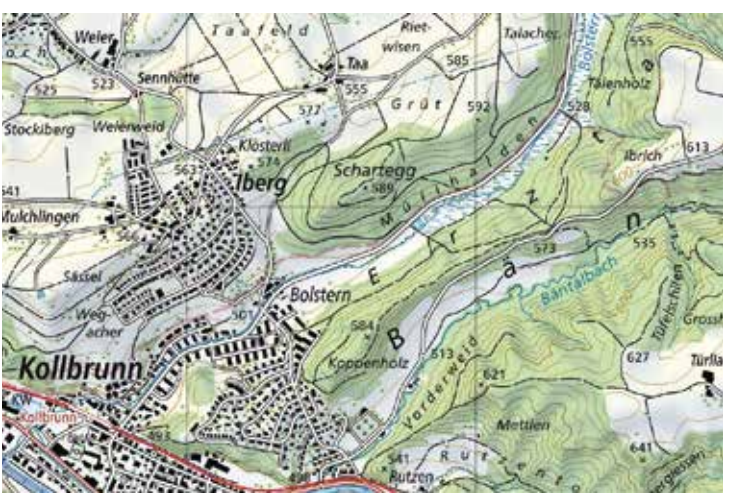


Abbildung 1

Lage des Tuffvorkommens Tüfelschilen.

Kartenausschnitt: swisstopo

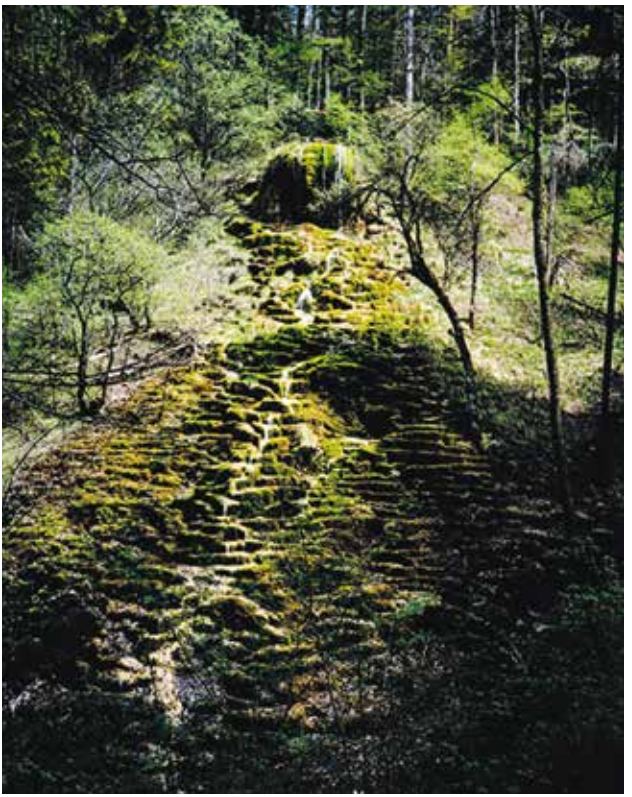


Abbildung 2

Kalktuffablagerungen bei Tüfelschilen im Bäntal östlich von Kollbrunn (Koord. 2702.700/1257.850).

Foto: D. Kälin 1999

Die Kalksedimente können mit Raten von 0,01 mm/Jahr bei anorganischer und bis zu 20 mm/Jahr bei organisch mitinduzierter Ausfällung wachsen. **(Wikipedia: Suchbegriff Quelltuff)**

Der Abbau des Kalktuffs fand bis ins 19. Jahrhundert statt, wobei die abgebauten Quader aufgrund ihrer Härte vor allem als Baumaterial für Häuser und Strassen verwendet wurden. So besteht z.B. der Nordturm der Stadtkirche Winterthur in seinem Obergeschoss aus Bäntaler Tuffstein **(Müller & Schnyder 2008)**. Auch die ehemalige Spinnerei Stahel in Rämismühle wurde aus Quadern des Quelltuffs von Tüfelschilen erbaut. Nach ihrem Verkauf 1873 wurden die Abbaustellen stillgelegt. Die heutige treppenartige Form des Kalktuffvorkommens → **Abbildung 2** ist nicht natürlich, sondern geht auf den früheren Abbau zurück. Im Jahre 1996 wurde das Gebiet um die Tüfels Chilen unter kantonalen Schutz gestellt.

Lage und Erreichbarkeit: Vom Bahnhof Kollbrunn zu Fuss in 20—25 Minuten erreichbar.

Abbildung 3

Detailaufnahmen des mit Moos und Gras bewachsenen, von Wasser überflossenen Quelltuffs mit beginnender Versinterung.

Fotos: D. Kälin, 4.10.2022

Das Goldene Tor in Kloten — Grundwasser für einmal an der Oberfläche

Emil Greber, Daniel Kälin

Das Goldene Tor — auch Goldig Tor, guldin Thor oder Goldentor genannt — befindet sich nur 1,3 km nördlich des Flughafengebäudes Kloten bei den Koord. 2'684'882/1'257'835 → **Abbildung 1**. Von der Kaserne am nordwestlichen Stadtrand von Kloten ist es in gut 20 Minuten über einen Wanderweg erreichbar. Schöner ist allerdings der Zugang über den Wanderweg, welcher aus nordwestlicher Richtung entlang des Himmelbachs zum Goldenen Tor führt.

Vom Oberfeld am südöstlichen Stadtrand von Kloten bis zum Goldenen Tor erstreckt sich ein ergiebiger Grundwasserstrom. Das Grundwasser fliesst — wie es sich für ein Grundwasser gehört, unterirdisch — in einem gut durchlässigen, letzteiseiszeitlichen Rückzugsschotter. Die Unterlage des Grundwasser führenden Schotters bilden schlecht durchlässige Seeablagerungen, welche

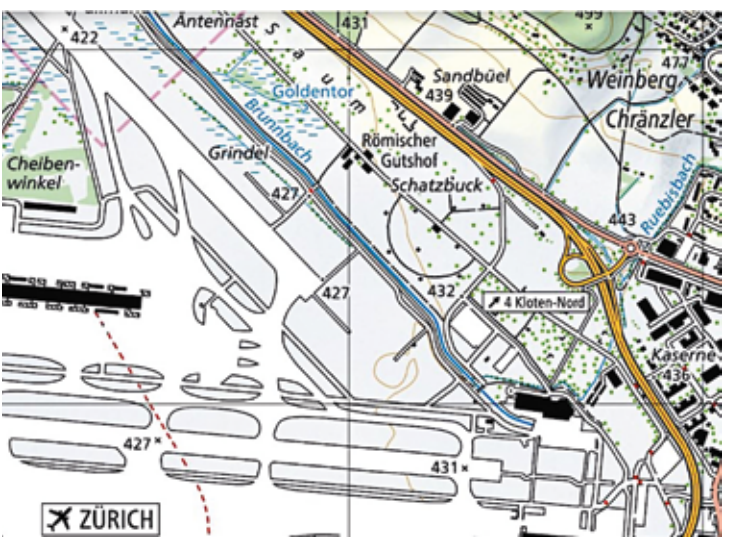


Abbildung 1

Lageplan Goldenes Tor in Kloten.

Kartenausschnitt: swisstopo

Abbildung 2

Grundwasseraufstoss Goldentor, Kloten (Koord. 2'684'882/1'257'835). Die Form des Weihers ist wahrscheinlich durch Ausstechen und Nutzung als Tränke künstlich bedingt.

Foto: P. Haldimann, 1.11.2016

als sogenannte Stauer wirken. Beim Goldenen Tor keilt der Grundwasser führende Rückzugsschotter aus und das bis dort nicht genutzte oder durch Drainagen und Bäche weggeführte Grundwasser wird dazu gezwungen, an die Oberfläche zu treten **→ Abbildung 3**. Es bildet dort einen kleinen Weiher **→ Abbildung 2** mit Abfluss in den Brunnbach: Dies ist ein klassischer Grundwasseraufstoss! Die anfallende Wassermenge schwankt je nach Jahreszeit, Niederschlagsverhältnissen und Grundwassernutzung im Zustrom zwischen 800 und 2000 Litern pro Minute.

Einer alten Sage zufolge soll ein Knabe, der Schafe hütete, von einer aus den Tiefen des Weihers aufgetauchten schönen Jungfrau dazu verführt worden sein, ihren ihm entgegengestreckten goldenen Ring zu erhaschen. Da sie ihre Hand immer weiter zurückzieht, stürzt der Knabe ins Wasser und wird von der Jungfrau in die Tiefe gezogen. Ein Bauersmann, der das Geschrei des sich Sträubenden gehört hat, kann den Knaben nach einiger Zeit bewusslos wieder aus dem Wasser ziehen. Nachdem er wieder zu sich gekommen ist, erzählt dieser, die Jungfrau habe ihn tief hinabgezogen. Am Grunde des Weihers sei eine herrliche Stadt mit goldenem Thore gelegen. Nachdem er sich habe losreissen können, sei er so schnell in die Höhe geschossen, dass er darob das Bewusstsein verloren habe. Seit dieser Zeit heisst der Weiher das «guldin Thor» **(Herzog 1871, S. 207f.)**

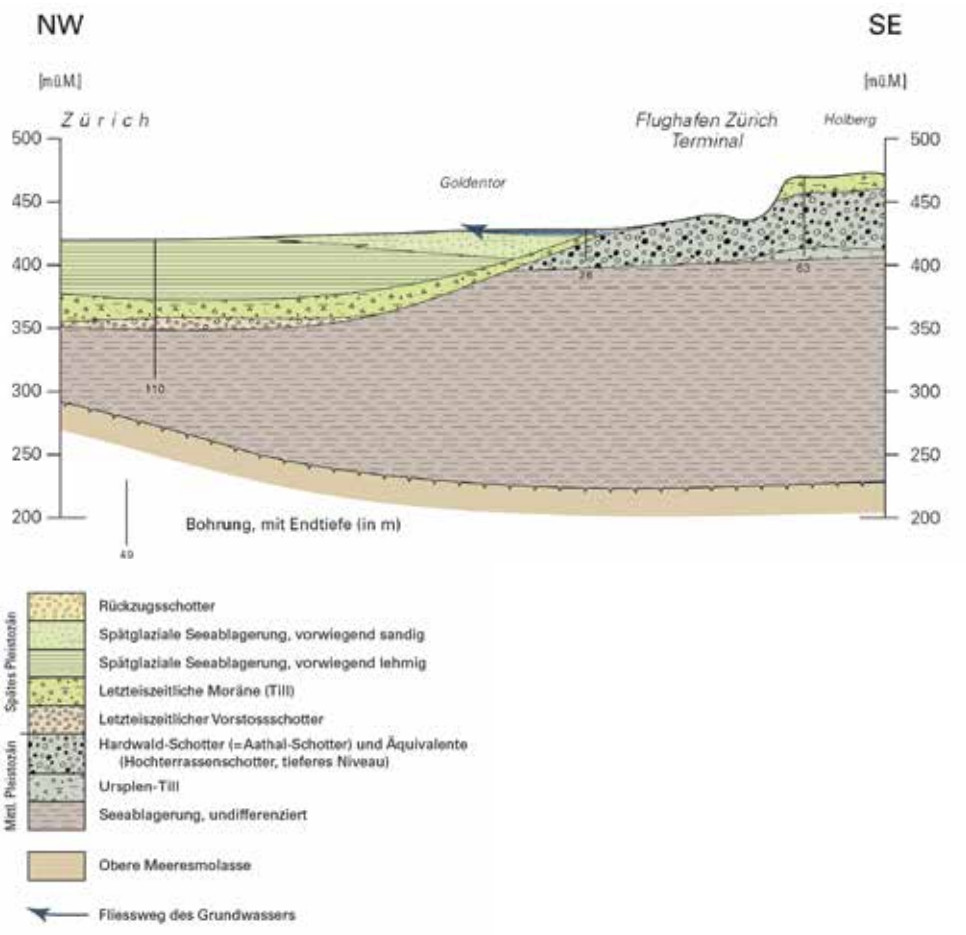


Abbildung 3

Quartärgeologisches Profil durch die Glatttalrinne am Südende des Flughafens Kloten. Das Profil verläuft ca. 1 km westlich des Goldenen Tors, zeigt aber die generelle geologische Situation: Das im letzteiszeitlichen Rückzugsschotter fliessende Grundwasser wird durch das Auskeilen des Schotters gegen Norden und die undurchlässigen sandigen Seeablagerungen im Untergrund an die Oberfläche gedrängt.

Illustration: Ausschnitt aus Profil 6 in Taf. II, Haldimann et al. 2017.

Der Bachtelspalt — Eine ganz junge Bildung

Thomas Bolliger

Wer in der Hügellandschaft des Bachtels wandert, würde wohl nicht erwarten, dass sich östlich vom Underbachtel jäh die Erde öffnet und eine tiefe Spalte frei gibt → **Abbildung 1**. Die klaffende senkrechte Spalte in der Nagelfluh der Oberen Süsswassermolasse am Bachtel ist bemerkenswert → **Abbildung 2**. Die rund 70 Meter lange, 40 Zentimeter bis 2 Meter breite und bis 8 Meter hohe Spaltenbildung ist geologisch betrachtet eine extrem junge Bildung. Sie entstand nämlich erst vor etwas über 83 Jahren bei einem Unwetterereignis nach einer langen Regenperiode 1939 **(Graf, R. 2019)** und ist nicht etwa auf alte Stollenbauten oder Geheimgänge früherer Schlossherren zurückzuführen, wie dies Hofmann & Heer **(1971)** suggerieren wollen.

Die Schweiz lag im August 1939 in einem Gebiet flacher Druckverteilung mit schwachen Winden. Im Bereich einer Tiefdruckrinne entstanden praktisch ortsfeste Regenzellen, die von grossen Feuchtigkeitreserven zehren konnten. Diese meteorologisch spezielle Situation führte am 25. August 1939 zu unglaublichen Regenmengen am Bachtel, die bis 185 Millimeter betragen haben und innerhalb von 3 Stunden vom Himmel fielen, die grösste Stundensumme betrug dabei über 100 Millimeter **(Schweiz. Sturmarchiv)**. Diese Wassermassen fanden im durch vorgängige

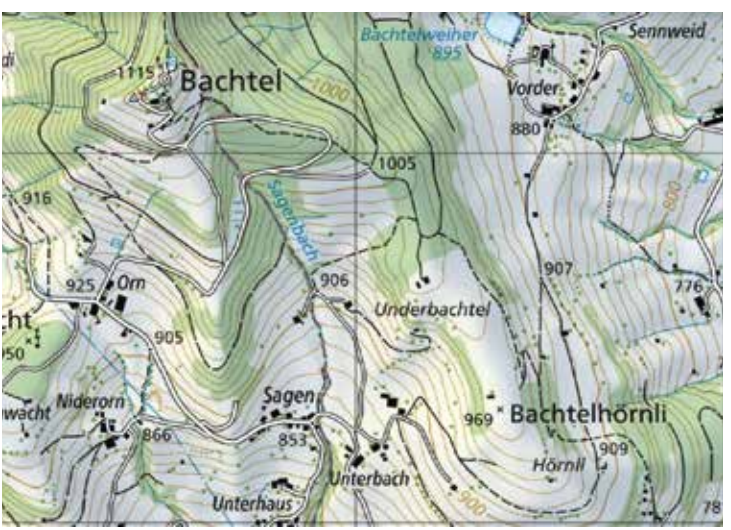


Abbildung 1

Die Lage des Bachtelspalts bei Underbachtel.

Kartenausschnitt: swisstopo

Abbildung 2

Die Spalte von oben gesehen: dies verursacht dem Betrachter ein etwas mulmiges Gefühl.

Foto: T. Bolliger, 2.5.2011

Niederschläge bereits durchnässten Boden eine rasche oberflächliche Entwässerung, rissen Erde, Geröll und Holz mit sich und führten in der Jona zu massiven Überflutungen. Im Bereich Hueb-Wissgass östlich vom Underbachtel wurde viel Schlamm und Geröll abgetragen, es kam verbreitet zu Hangrutschungen und Murgängen. Am Bachtel liegen die Molasseschichten zum Glück sehr flach und fallen nur ganz leicht nach Süd-Südosten ein. Die Synklinalachse einer flachen Faltenmulde dürfte etwa im Raum Blattenbach oder etwas nördlich davon liegen, also kaum 1 Kilometer südlich des Bachtelspalts. Trotz der sehr geringen Schichtneigung geriet ein 70 Meter langer Nagelfluhstreifen ins Gleiten. Es öffnete sich eine Spalte hangparallel etwa senkrecht zur Streichrichtung der Schichten. Dies entspricht der tektonischen Kluftrichtung, wie sie auch etwa in den nordwestlichen Tobeln am Batzberg oder im oberen Tösstal beobachtet werden kann. Der unterliegende Mergel war wassergesättigt und in der hangparallelen Kluft in der Nagelfluh staute sich durch das Unwetter das Wasser meterhoch. Durch den Druck wurde ein Nagelfluhstreifen in Richtung Oberes Jonatal nach Osten gedrückt → **Abbildung 3**, wobei die Bewegung durch den dabei wohl rasch fallenden Wasserspiegel bald wieder nachgelassen hatte. Die angewitterten und aufgeweichten Molasseschichten hatten sich durch Kriechbewegungen wohl schon lange vorher leicht Richtung Jonatal geneigt. So konnte schliesslich diese Gleitbewegung einsetzen,

Abbildung 3

Blick Richtung Norden. Der östliche Teil der abgerutschten Nagelflughplatte (rechts).

Foto: T. Bolliger, 2.5.2011

Abbildung 4

Der Einstieg in den Bachtelspalt erfolgt im Süden von oben.

Foto: T. Bolliger, 2.5.2011

die also nach dem Abfluss der Wassermassen wieder zum Erliegen kam. Künftige Bewegungen könnten zum weiteren Öffnen der Spalte oder schliesslich gar zum Abgleiten des Nagelfluhstreifens führen. Anderseits könnte sich durch Verkippung des Nagelfluhstreifens die Spalte oben auch wieder schliessen unter Bildung eines Hohlraumes im unteren Bereich. Bislang scheint am Bachtelspalt allerdings nicht mehr viel Bewegung stattgefunden zu haben. In einer weiteren ausserordentlichen Nässeperiode

könnten jedoch Felsabbrüche aus dem abgeglittenen Nagelfluh-Span entstehen. In kleineren Ausmassen können solche Bewegungen am Neuweg am linken Talhang der Vordertöss beobachtet werden → Kapitel Oberes Tösstal/Schnebelhorn, S. 70.

Das Unwetterereignis am Bachtel vom 25.8.1939 führte zu grossen Schäden in Wald und Rüti. Zwei Personen kamen ums Leben, aber wie durch ein Wunder konnten sich 8 Männer, die versuchten, den Wassermassen zu mehr Durchlass zu verhelfen, in letzter Sekunde retten. Die Aufräumarbeiten wurden durch weitere Regenfälle erschwert, insbesondere aber durch den kurz danach begonnenen 2. Weltkrieg mit dem Überfall auf Polen von Nazi-Deutschland. Umgehend wurde in der Schweiz eine Generalmobilmachung eingeleitet und die Wehrdienstpflichtigen zum Aktivdienst eingezogen. Diese fehlten in Wald für die umfangreichen Aufräum- und Sanierungsarbeiten. So waren es die Frauen, die in mühsamer Arbeit die Fabriken säuberten und alles retteten, was noch irgendwie zu retten war (Zingg 2014). Allein in Rüti bezifferten sich die Schäden auf rund 10 Millionen Franken (Züri-Ost 2014).

Dank guter Ausschilderung (gelbe Wandertafel und Pfeile) und Verzeichnung in der topografischen Karte kann der Bachtelspalt gut gefunden werden. Gerade mit Kindern ist die Begehung der Spalte ein unvergessliches Erlebnis. Im Norden steigt man von unten in die Spalte, im Süden von oben → Abbildung 4. Für Personen mit Platzangst oder grossem Körpervolumen ist eine Begehung hingegen weniger zu empfehlen. Aber auch der Einblick von oben ist sehr eindrücklich. Der Bachtelspalt in der bunten Nagelfluh der Oberen Süsswassermolasse bietet auch eine gute Gelegenheit zum Studium von Nagelfluhgeröllen. In der dunklen Spalte ist dazu eine Taschenlampe nützlich — heute ist dazu auch das Smartphone dienlich.

Literatur

Altorfer, K. 2015. Von der Abbaustelle ins neolithische Uferdorf — Neue montanarchäologische Forschungen im Lägerngebiet. Minaria Helvetica 36: 3—21.

Baumann, A. R. 1987. Geologie und Hydrologie des Embracher Tales und des Unteren Tösstales (Kanton Zürich). Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich, N. F. 265: 1—305.

Baumann, W. 2011a. Die Schieferkohlen von Dürnten. 1. Teil: Kohle für die Armen. Dürntner 60, Feb. 2011: 22—23.

Baumann, W. 2011b, Die Schieferkohlen von Dürnten. Bergbau durch Industrielle (2. Teil). Dürntner 61, April. 2011: 24—25.

Baumann, W. 2011c. Die Schieferkohlen von Dürnten. Abbau durch private Unternehmer (Schluss). Dürntner 62, Juni. 2011: 32—33.

Baumberger, E. 1923. Die diluvialen Schieferkohlen in Dürnten (Kt. Zürich). Beiträge zur Geologie der Schweiz 8: 464—481.

Bolliger, R. 2020. Giessen im Tösstal. Verlag Bettina Steffen.

Bolliger, T. 1992. Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz). — Documenta naturae 75, München. 296 Seiten.

Bolliger, T. 1999. Geologie des Kantons Zürich (mit Exkursionsheft). Ott Verlag Thun. 163 Seiten.

Bolliger, T. 2013. Late Oligocene micromammal teeth (MP28/29) from the Lower Freshwater Molasse (USM) of Chrummorge (Lägern, N-Switzerland). Swiss Journal of Geosciences 106: 147—159.

Bolliger, T. 2020. Geologie. Geomorphologie, Topographie und Landschaft. In: Wohlgemuth, T., Del Fabbro, C., Keel, A., Kessler, M. & Nobis, M. Flora des Kantons Zürich. Haupt Verlag Bern. 17—30.

Bolliger, T., Fejfar O., Graf, H. & Kälin, D. 1996. Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). Eclogae geologicae Helvetiae 89/3: 1043—1048.

Brockmann-Jerosch M., Heim, H. & Heim, A. 1952. Albert Heim — Leben und Forschung. Wepf & Co., Basel.

Büchi, U. P. & Welti, G. 1950. Zur Entstehung der Degersheimer Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz. Eclogae geologicae Helvetiae 43/1: 17—30.

Büchi, U.P., Wiener, G. & Hofmann, F. 1965. Neue Erkenntnisse im Molassebecken aufgrund von Erdöltiefbohrungen in der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geologicae Helvetiae 58/1: 87—108.

Bürgisser, H. M. 1980. Zur mittelmiozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken: Das Appenzellergranit-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der ETH und Universität Zürich, N. F. 232. 196 Seiten.

Bürgisser, H. M., Furrer, H. & Hünermann, K. A. 1983. Stratigraphie und Säugetierfaunen der mittelmiozänen Fossilfundstellen Hüllistein und Martinsbrünneli (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). Eclogae geologicae Helvetiae 76: 733—762.

Cuenca-Bescós, G. 2015. The Pleistocene small mammals from Irchel, Switzerland — A taxonomic and biostratigraphic revision. Expertenbericht im Rahmen der Beurteilung des Vorschlags von mindestens zwei geologischen Standortgebieten pro Lagertyp, Etappe 2, Sachplan geologische Tiefenlager. ENSI 33/474. ENSI, Brugg.

Ellenberg, L. 1972. Zur Morphogenese der Rhein- und Tössregion im nordwestlichen Kanton Zürich. Dissertation Universität Zürich.

Escher, A. 1869. Über die quartären Conglomerate der Uetliberg-Kuppe (Uto) und einiger anderer Gegenden. Vierteljahrsschrift der naturforschenden Gesellschaft in Zürich 14: 107—113.

Frei, R. 1912. Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., 37. Lieferung.

Funk, H. & Rieber, H. 1999. Mesozoikum. In: Bolliger, T. 1999. Geologie des Kantons Zürich (mit Exkursionsheft). Ott Verlag Thun: 33—39.

Geikie, J. 1914. The Antiquity of Man in Europe (Being the Munro lectures 1913). Edinburgh, 328 Seiten.

Graf, H.R. 1993. Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. — Dissertation ETH Zürich.

Graf, H. R. 1996. Zur Entstehung der obersten Lage der Klettgau-Rinnenschotter und ihrer Deckschichten. Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N. F. 78: 399—416.

Graf, H. R. 2009: Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz — Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F. 168.

Graf, H.R. 2019. Die Höheren Deckenschotter von Albis, Uetliberg und Heitersberg. Swiss Bulletin für angewandte Geologie 24/2: 3—25.

Graf, R. 2019. Höhlen im Zürcher Oberland. Beitrag zum Schweizerischen Höhleninventar. Wiss. Kommission der Schweiz. Gesellschaft für Höhlenkunde, Pfungen. 96 Seiten.

Gubler, T. 2009. Blatt 1111 Albis. Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Karte 134.

Haldimann, P., Graf, H. R. & Jost, J. 2017. Blatt 1071 Bülach. Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000, Erläuterungen 151.

Hantke, R. 1967. Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 112/2: 91—122.

Hauser, R. & Furrer, H. 2022. Lägern Kalksteinbrüche Steinmaur-Dielsdorf-Regensberg. Unternehmensgeschichte, Geologie und Fossilien. Verein für Ortsgeschichte Niederweningen. 71 Seiten.

Heer, O., 1865. Urwelt der Schweiz. Verlag Friedrich Schulthess Zürich, 622 Seiten.

Heim, A. 1890. Die Geschichte des Zürichsee. Neujahrsblatt herausgegeben von der Naturforschenden Gesellschaft auf das Jahr 1891.

Heim, A. 1019: Geologie der Schweiz. Band 1, Molasseland und Juragebirge. Tauchnitz-Verlag Leipzig. 704 Seiten.

Herzog, H. 1871. Schweizersagen für Jung und Alt dargestellt. Verlag Sauerländer Aarau.

Hofmann, F. 1960. Beitrag zur Kenntnis der Glimmersandsedimentation in der Oberen Süsswassermolasse der Nord- und Nordostschweiz. Eclogae geologicae Helvetiae 53/1: 1—25.

Hofmann, F. 1977. Neue Befunde zum Ablauf der pleistozänen Landschafts- und Flussgeschichte im Gebiet Schaffhausen-Klettgau-Rafzerfeld. Eclogae geologicae Helvetiae 70/1: 105—126.

Hofmann, F. 1992. Neuere Befunde zur Geologie, zur Lagerstättenkunde und zum historischen Abbau der Bohnerze und Bolustone der Region Schaffhausen (Schweiz). Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleine Mitteilungen 93.

Hofmann, W. & Heer, R. 1971. Höhlen im Tösstal. Gemsberg Verlag Winterthur. 36 Seiten.

Horgner Jahrheft 1982. Bergwerk Käpfnach.

Huber, A. & Kienholz, A. 2021. Otelfingen-Harbernbach — eine jungsteinzeitliche Siedlung des 38. Jh. v. Chr. am Lägernsüdfuss. Kanton Zürich, Archäologie und Denkmalpflege. 192 Seiten.

Hünermann, K.A. 1978: Wirbeltierreste aus der Oberen Süsswassermolasse des Irchel (Kanton Zürich). Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Winterthur 38: 59—68.

Kälin, D. 2015. Ein Standardwerk vor der Erneuerung. Forschung Aktuell. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 160/3: 7—8.

Kälin, D. & Kempf, O. 2009. High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 254/1—2: 177—535.

Karrer, L. 2012. http://blog.atelier eisen.ch/?p=2052 (erstellt 2012-04-10)

Karrer, L. 2013. http://blog.atelier eisen.ch/?p=2746 (erstellt 2013-07-15)

Keller, O. & Krayss, E. 2005. Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial, 2. Teil. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 150/3—4: 69—85.

Keller, W.A. 1977. Die Rafzerfeldschotter und ihre Bedeutung für die Morphogenese des zürcherischen Hochrheingebietes. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 122/3: 357—412.

Kempf, O. & Matter A. 1999. Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. Eclogae geologicae Helvetiae 92/2: 97—103.

Laager, P. & Sarbach, H. 2005. Das Bergwerk Käpfnach-Gottshalden gestern und heute. Minaria Helvetica 25b/2005: 15—35.

Lemcke, K., Engelhardt, V. & Füchtbauer, H. 1953. Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. Beiheft Geologisches Jahrbuch Hannover 11: 1—64.

Letsch, D. 2012. Deutungsversuch einer komplexen eisrandnahen Talfüllung: die Wulp-Schotter und ihr glaziales Umfeld. Swiss Bulletin für angewandte Geologie 17/1: 61—76.

Letsch, D., Winkler, W., von Quadt, A. & Gallhofer, D. 2015. The volcano-sedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U-Pb age dating and Hf isotope geochemistry. International Journal of Earth Sciences 104: 123—145.

Letsch, D. & Wüthrich, L. 2016. Ein sedimentärer Dyke in eiszeitlichen Sedimenten in der Stadt Zürich: ein instruktives Beispiel eines wenig beachteten Phänomens in der Quartärgeologie. Swiss Bulletin für angewandte Geologie 21/2: 3—15.

Letsch, E. 1899. Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Lieferung I.

Letsch, E. 1925. Die schweizerischen Molassekohlen III. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Lieferung XII.

Meier, R. & Meier, B. 2008. Die Lägern — eine Gratwanderung. Hier und Jetzt Verlag für Kultur und Geschichte, Baden. 160 Seiten.

Müller, N. & Schnyder, N. 2008. Tüfels Chilen — ein beeindruckendes Naturbauwerk. In: Meylania, 41: 39—42.

Pavoni, N. 1952. Geologie der Fallätsche und die Bedeutung des limnischen Niveaus für die Zürcher Molasse. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 97/4: 239—269.

Pavoni, N. 1955. Das Niveau des «Appenzeller-Granites» (Degersheimer Kalknagelfluh) und seine Ausdehnung in der Zürcher Molasse. Eclogae geologicae Helvetiae 48: 364—365.

Pavoni, N. 1957. Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 102/5: 117—315.

Pavoni, N. 1967. Exkursion Nr. 31a: Fallätsche-Uetliberg bei Zürich. Geologischer Führer der Schweiz, Heft 7: 537—542.

Pavoni, N., Schindler, C., Freimoser, M., Haldimann, P. & Letsch, D. 2015. Blatt 1091 Zürich. Geologischer Atrlas der Schweiz 1:25 000, Erläuterungen 90. 176 Seiten.

Penck, A. & Brückner, E. 1901—1909. Die Alpen im Eiszeitalter (3 vol.). Leipzig, Tauchnitz.

Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E. & Schlüchter, C. 2011. Quaternary glaciation history of northern Switzerland. E&G. Quaternary Science Journal, 60/2: 282—305.

Rick, B. 2004. Wege durch die Wasserwelt — Hydrologische Exkursionen in der Schweiz Region Zürich: Exkursion 1.3 Grundwasser Forch-Zürich. Hydrologischer Atlas der Schweiz.

Rick, B. 2006. Stabile Felsen im tosenden Wasser. In: Der Rheinfall, Strömungen, Tumulte, Reflexionen. Hier und Jetzt Verlag für Kultur und Geschichte. Baden und Museum zu Allerheiligen Schaffhausen, 13—28.

Schmieder, M., Buchner, E. & Sach, V. 2021. The Chöpfi pinnacles near Winterthur, Switzerland: long-distance effects of the Ries impact-earthquake? International Journal of Earth Sciences. 3 Seiten.

Schweizerisches Sturmarchiv, 13.4.2019. http://www.sturmarchiv.ch/index.php?title=19390825_01_Flood_Bachtel_ZH

Staub, H. 1938. Die Champignonhöhle von Zweidlen (Fotos). Zürcher Illustrierte 14, Heft 20: 588—589.

Sturzenegger, S. 2020. Geheimnis um Ladung eines Zürichsee-Wracks. Dürntner Nr. 119.: 29—31.

Suter, H. 1939. Geologie von Zürich, einschliesslich seines Exkursionsgebietes. Leemann Verlag Zürich. 1—116.

Suter, H. & Hantke, R. 1962. Geologie des Kantons Zürich. Leemann Verlag Zürich. 1—172.

Uhr, A. 2020. Untersuchung des historischen Schiffswrack vor Wädenswil. Projekt 13: Wädenswil Wrack mit Schieferkohle 2020. Swiss Archeo Divers. 1—26.

Utzinger, J. 1872—75. Alter Steinbruch zu Zweidlen, Kt. Zürich. Anzeiger für Schweizerische Alterthumskunde 2, Heft 6—4: 479—482.

von Moos, A. 1945. Die zürcherischen Molassekohlen und ihre Ausbeutung 1941—1946. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 92/1: 1—20.

Welten, M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F., 156. Lieferung. 174 Seiten.

Wettstein, A. 1885. Geologie von Zürich und Umgebung. Diss. Zürich. Wurster Verlag Zürich. 84 S., Profiltafel, Karte.

Wikipedia: Suchbegriff Quelltuff, Link zum Artikel: https://de.wikipedia.org/wiki/Kalktuff

Zingg E. 2016. Sandköpfe oder «Chöpfi» — Zeugen einer früheren Zeit. Nagra Blog Erdwissen, 01.11.2016

Zingg, U. P. 2014. Die Hochwasser-Katastrophe von 1939. WAZ, Die Zeitschrift für Wald 8, Oktober 2014: 8—9.

Züri-Ost, 22.8.2014: https://zueriost.ch/bezirk-hinwil/ruti/das-jahrhundert-unwetter-von-1939/97135

Dr. Thomas Bolliger
studierte Geologie, Biologie und Paläontologie. Diplom 1987 an der Uni Zürich, Dissertation 1992 an der ETH Zürich (Molasse-Biostratigraphie in der Ostschweiz). Kenner der Geologie und Paläontologie von Molasse und Helvetikum. Sammlungskurator und Vermittlung im Kulturama, Museum des Menschen in Zürich. Präsident der Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich.

Dr. Stephan Frank
studierte Geologie an der ETH Zürich, Diplom 1981. Dissertation 1986 «Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens». Danach Ingenieurgeologe in der Privatwirtschaft (Dr. von Moos AG: Baugrund, Hydrogeologie, Tunnelbau und Naturgefahren) v. a. im Raum Schaffhausen/Zürcher Weinland und in der Stadt Zürich. Mitglied der Arbeitsgruppe Geologie und Naturgefahren AGN der Schweiz. Fachgruppe für Ingenieurgeologie.

Dr. Hans Rudolf Graf
studierte Geologie an der Universität Zürich (Diplom) und an der ETH Zürich, an welcher er über die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz dissertierte. Neben seiner Tätigkeit als beratender Geologe hat er an diversen Blättern des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 mitgewirkt und Forschungsarbeiten zur Quartärstratigraphie der Nordschweiz ausgeführt. Er ist Mitinhaber und Co-Geschäftsleiter der Dr. von Moos AG in Zürich.

Dr. Emil Greber
erwarb sein Diplom an der ETHZ in Geologie 1987 mit einer Arbeit über die mittleren Churfirsten. Nach einem Nachdiplom an der ETH/EAWAG dissertierte er über Thermalquellen im Bereich der seismisch sehr aktiven Nordanatolischen Verwerfung. 1998 gründete er mit Kollegen das Geologie- und Umweltbüro magma AG mit Hauptsitz in Zürich.

Dr. Daniel Kälin
studierte Geologie an der Universität Zürich (Diplom) und an der ETH Zürich, an welcher er über die Obere Süsswassermolasse der Nordwestschweiz dissertierte. Nach Tätigkeiten in geologischen Büros und am Naturhistorischen Museum Basel arbeitet er seit 2001 beim Bundesamt für Landestopografie swisstopo in Wabern bei Bern als wissenschaftlicher Redaktor für geologische Karten.

Dr. Dominik Letsch
ist am Fusse des Pfannenstiels in der Gemeinde Fällanden aufgewachsen und kennt die Geologie der weiteren Umgebung der Stadt Zürich daher seit Kindertagen. Nach Studium und Promotion an der ETH Zürich zog es ihn in die angewandte Geologie und er arbeitet heute als teilhabender Projektleiter bei der Dr. von Moos AG in Zürich.

Dank

Herausgeber, Redaktoren und Autoren danken allen, die in irgendeiner Form zum Gelingen dieser Publikation beigetragen haben. Insbesondere erwähnen möchten wir Herrn Gassmann für das Angebot der NGZH, diese Ausgabe mit der Stiftung Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete zu realisieren, und René Hantke, denn ohne sein Engagement wären die damalige Geologische Karte des Kantons Zürich (im Massstab 1:50 000) und die Stiftung nicht verwirklicht worden. Ein herzliches Dankeschön geht an Patrick Lienert für das Durchlesen der Rohkapitel. Für fachliche Beratung, Mitarbeit, Überlassen von Abbildungen and Lektorat einzelner Kapitel möchten wir uns bei Lorenz Grämiger und Beat Rick (beide Dr. von Moos AG) herzlich bedanken. Des Weiteren gebührt Herrn Peter Laager (Bergwerkverein Käpfnach) Dank für seine Durchsicht des entsprechenden Kapitels und das Überlassen des Situationsplans des Bergwerks. Herrn Hugo Mändli gebührt Dank für das Überlassen mehrerer fotografischer Abbildungen. Barbara Hoffmann danken wir für das professionelle Layout und ihre Erfahrung. Ein grosser Dank geht an Dr. von Moos AG für die grosszügige finanzielle Unterstützung dieses Werkes.