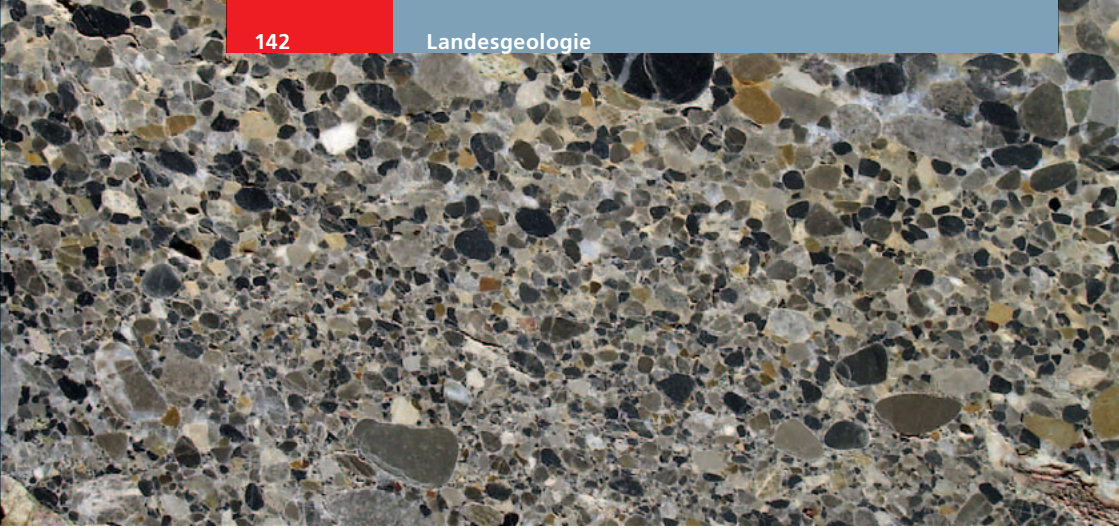


Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1113 Ricken

Erläuterungen

RENÉ LÖPFE, ALFRED ZAUGG und SIGURD SCHLANKE
mit einem Beitrag von REGULA STEINHAUSER-ZIMMERMANN

2012

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

142

Geologischer Atlas der Schweiz
Atlas géologique de la Suisse
Atlante geologico della Svizzera

1:25 000

1113 Ricken

Erläuterungen

25 Textfiguren, 4 Tabellen und 3 Tafelbeilagen

RENÉ LÖPFE, ALFRED ZAUGG, SIGURD SCHLANKE
und REGULA STEINHAUSER-ZIMMERMANN

2012

Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte
Löpfe, R., Zaugg, A., Blass, A. & Kriemler, M. (2012): Blatt 1113 Ricken. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte *142*.

Erläuterungen
Löpfe, R., Zaugg, A., Schlanke, S. & Steinhauser-Zimmermann, R. (2012): Blatt 1113 Ricken. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *142*.

Titelbilder

Umschlag
Grundmoräne einer «älteren (vorletzteiszeitlichen) Vergletscherung», Bacheinschnitt bei Koord. 718.485/232.475 südlich der Gemeinde Ernetschwil. Bildbreite ca. 50 cm. Foto D. Kälin 2012.

Erläuterungen
Anschliff des «Appenzellergranit»-Leitniveaus (Hüllistein-Konglomerat). Vorkommen bei Koord. 713.665/236.255, Lokalität Dietzikon, SE Wald (ZH). Bildbreite 13 cm. Foto D. Kälin 2012.

Herausgeber

© 2012, Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

Das Bundesamt für Landestopografie swisstopo ist ein Unternehmensbereich der armasuisse.

ISSN 1420-2913
ISBN 978-3-302-40058-7

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort ... 4

Zusammenfassung ... 6
Résumé ... 7
Riassunto ... 8
Summary ... 9

Einführung ... 10

Stratigraphie ... 16

Paläogen – Neogen ... 16
Subalpine Molasse ... 16
Untere Süsswassermolasse (USM) ... 16
Mittelländische Molasse ... 22
Untere Süsswassermolasse (USM) ... 24
Obere Meeresmolasse (OMM) ... 31
Obere Süsswassermolasse (OSM) ... 33

Quartär ... 39
Pleistozän ... 39
?Frühes – Mittleres Pleistozän ... 39
Mittleres Pleistozän ... 41
Mittleres – Spätes Pleistozän ... 56
Spätes Pleistozän ... 57
Holozän ... 70

Tektonik ... 81

Subalpine Molasse ... 81
Aufgerichtete mittelländische Molasse ... 83
Flachliegende mittelländische Molasse ... 85
Tektonische Entwicklung am Südrand des Molassebeckens ... 86
Geologie und Tektonik der Tiefbohrung Tuggen
und des Buechbergs (Zürcher Obersee) ... 87

Bohrungen ... 102

Hydrogeologie ... 103

Mineralische Rohstoffe ... 107

Ur- und Frühgeschichte ... 112

Literaturverzeichnis ... 114

Kartenverzeichnis ... 121

VORWORT

Im April 2007 erteilte das Bundesamt für Landestopografie swisstopo (Bereich Landesgeologie) der Firma CSD Ingenieure AG (Filiale Frauenfeld) den Auftrag, die Manuskriptkarte zu Blatt 1113 Ricken des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 (GA25) zu erstellen. Die Feldaufnahmen erfolgten durch die Geologen Monika Kriemler, Alex Blass, Alfred Zaugg und René Löpfe im Zeitraum Mai 2007 bis Juni 2010. Als eines der ersten Kartenblätter des GA25 wurde das Atlasblatt Ricken von Anfang an durch R. Löpfe in einem geografischen Informationssystem (GIS) erfasst und liegt nun gleichzeitig zur gedruckten Karte als digitaler Vektordatensatz vor. Die Digitalisierung der Karte erfolgte an Stelle der früheren Reinzeichnung der Manuskriptkarte direkt anhand der Feldkarten sowie weiterer, digital vorhandener Geodatensätze und Pixelkarten, wie z.B. Ablagerungsstandorte, Quell- und Grundwasserfassungen sowie Bohrungen und ältere publizierte und unpublizierte Karten. Die Struktur der Vektordaten wurde durch das Datenmodell der Landesgeologie definiert. Die Karte wurde mit der Software ToolMap 2 im Zeitraum Januar bis Oktober 2010 digitalisiert (CREALP 2004, www.toolmap.ch).

Dr. Sigurd Schlanke ergänzte die vorliegenden Erläuterungen mit einem ausführlichen Beitrag zur Sedimentpetrographie und deren Auswirkung auf die Stratigraphie und die tektonische Zuordnung der verschiedenen subalpinen Molasseschuppen.

Dr. Regula Steinhauser-Zimmermann (Amt für Kultur des Kantons St. Gallen, Abteilung Archäologie) vervollständigte den Erläuterungstext mit einem Beitrag zur Ur- und Frühgeschichte.

Dr. Thomas Bolliger, Walter Kyburz und Dr. Thomas Dietler stellten uns ihre Diplomkartierungen und Diplomarbeiten bereitwillig zur Verfügung.

Folgenden Personen möchten wir für ihre Unterstützung und Weitergabe von Informationen zusätzlich danken: Guido Schmid, Markus Oberholzer, Dr. Roger Heinz, Ralf Bürki (Amt für Umwelt und Energie des Kantons St. Gallen), Dr. Werner Blüm (Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft [AWEL] des Kantons Zürich), Jörg Uttinger (Amt für Umweltschutz des Kantons Schwyz), Dr. Patrick Nagy (Amt für Raumordnung und Vermessung des Kantons Zürich, Abteilung Archäologie und Denkmalpflege), Dr. Werner Leu (Geoform Ltd.), Barbara Friedli und Dr. Marcel Pfiffner (Geologische Informationsstelle).

Zahlreiche Privatpersonen und Verantwortliche in den Gemeinden haben durch ihre Auskünfte zum Gelingen der Manuskriptkarte beigetragen. Dafür bedanken wir uns herzlich.

Allen Mitarbeitern der Firma CSD Ingenieure und Geologen AG sei für ihr Verständnis und die Unterstützung für diese Arbeit gedankt: Stephanie Gammel, Gregor Vogel, Peter Müller, Doris Ernst und Jens Bohne.

Die vorliegende Karte und der dazugehörende Erläuterungstext wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission verdankenswerterweise

von Prof. Dr. Adrian Pfiffner und Prof. Dr. Flavio Anselmetti (beide Universität Bern) wissenschaftlich begutachtet.

Für kritische Anregungen und stilistische Verfeinerungen des Textes werden Dr. Reto Burkhalter und Dr. Oliver Kempf (beide Geologische Landesaufnahme) verdankt. Andreas Baumeler stand beratend für kartographisch-technische Belange verdankenswerterweise stets zur Verfügung.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr. Yves Gouffon, Alessia Vandelli und Dr. Oliver Kempf besorgt.

Bruno Reber, Remo Trüssel, Hans-Peter Sahrhage und Dr. Daniel Kälin bearbeiteten die Karte, Tafeln und Figuren graphisch und redaktionell, Edith Steiner zeichnet verantwortlich für das Layout der Erläuterungen.

Dezember 2012

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Ricken deckt den Übergangsbereich von der mittelländischen zur subalpinen Molasse ab. Ein Grossteil des Gebietes wird von der flachliegenden und aufgerichteten mittelländischen Molasse eingenommen. Dabei bilden die vor allem in der südlichen mittelländischen Molasse dominierenden schräggestellten Konglomeratlagen eine einzigartige Schichtrippenlandschaft. In der subalpinen Molasse umfasst die Schichtfolge chattische und aquitane Anteile, während in der mittelländischen Molasse aquitane bis serravallische Anteile vorliegen. Zwischen der Hauptaufschiebung der subalpinen Molasseschuppen im Süden und der Randunterschiebung der mittelländischen Molasse im Norden liegt die komplex aufgebaute Triangelzone.

Der nordöstlichste Teil des Gebiets von Atlasblatt Ricken liegt im Bereich des Zentrums des Hörnli-Schuttfächers, weshalb in diesem Gebiet Konglomerate dominieren. Gegen Westen nehmen die Konglomerate sukzessive ab. Auch die von Westen transgredierende marine Fazies der Oberen Meeresmolasse (OMM) keilt als dünnes Schichtpaket in der Westhälfte des Kartengebietes gegen das Schuttfächerzentrum hin aus. Das maximal ca. 8 m mächtige, SW–NE verlaufende «Appenzellergranit»-Leitniveau stellt einen einzigartigen isochronen Leithorizont im proximalen Hörnli-Schuttfächer der OSM dar. Es ist das Resultat eines oder mehrerer gewaltiger Murgänge infolge des Auslaufens eines durch einen Bergsturz gestauten inneralpinen Sees. Bislang unpublizierte sedimentpetrographische Daten, v.a. aus der Tiefbohrung Tuggen und dem Buechberg-Autobahntunnel, erlauben eine Identifikation und Zuordnung der verschiedenen, zur Zeit der Unteren Süsswassermolasse aktiven alpinen Schüttungen sowie erstmals eine zuverlässige tektonische Interpretation der Schichtabfolge in der Tiefbohrung Tuggen.

Im Gebiet des Atlasblattes Ricken ist eine reichhaltige quartäre Schichtabfolge erhalten geblieben. Insbesondere in der Region Uznach–Kaltbrunn liegt aus dem Mittleren Pleistozän ein umfangreicher Schichtstoss vor. Speziell zu erwähnen sind die vor allem während Kriegszeiten abgebauten Schieferkohlevorkommen von Uznach–Kaltbrunn und von Eschenbach. Zur Zeit der Letzten Vergletscherung waren weite Teile des Gebiets von Atlasblatt Ricken vom Eis des Linth-Rheingletschers bedeckt, was sich durch eine glazial überprägte, weiche Morphologie äussert. Einzig die höchsten Gipfel der Hörnliberglandschaft ragten als Nunataker über das Eis hinaus. Dieses Gebiet ist durch eine markante erosive Morphologie geprägt. Das Gebiet des Rickenpasses bildete eine Transfluenzzone zwischen dem Linthgletscher und dem (lokalen) Thurgletscher.

RESUME

La région couverte par la feuille Ricken comprend la zone de transition entre la Molasse du Plateau et la Molasse subalpine. Une grande partie de la région est occupée par la Molasse du Plateau en couches horizontales ou redressées. Les niveaux de conglomérats dominent dans sa partie méridionale et donnent au paysage un aspect côtelé particulier. Alors que la Molasse subalpine rassemble ici des couches du Chattien et de l'Aquitanien, la Molasse du Plateau présente une série allant de l'Aquitanien au Serravalien. Une zone tectoniquement complexe, appelée «Trianglezone», prend place entre le chevauchement principal des écailles de la Molasse subalpine au sud et le sous-charriage de la Molasse du Plateau au nord.

La partie nord-est de la région de la feuille Ricken se trouve au centre de l'ancien cône de déjection du Hörnli, d'où la dominance des conglomérats. Celle-ci diminue cependant vers l'ouest. La Molasse marine supérieure (OMM), transgressive depuis l'ouest, se pince contre ce cône de déjection dans la moitié occidentale de la feuille, où elle ne forme plus qu'une mince bande. Le niveau-repère de l'«Appenzellergranit» représente un extraordinaire horizon isochrone dans la partie proximale de l'ancien cône de déjection du Hörnli; il peut atteindre 8 m d'épaisseur et traverse la carte dans une direction SW–NE. Il est le résultat d'une ou plusieurs importantes laves torrentielles dues à la vidange d'un lac formé à la suite d'un écroulement dans les Alpes. Des données pétro-sédimentaires non publiées – issues entre autres du forage profond de Tuggen et du percement du tunnel autoroutier du Buechberg – ont permis une identification et une attribution des différents épandages sédimentaires («Schüttungen») au front des Alpes, actifs au temps de la Molasse d'eau douce inférieure (USM), ainsi qu'une première interprétation tectonique fiable de la succession des couches dans le forage profond de Tuggen.

La région de la feuille Ricken présente également une grande série de formations quaternaires. Il existe en particulier une importante accumulation de sédiments du Pléistocène moyen dans la région d'Uznach–Kaltbrunn, parmi lesquels il faut signaler les gisements de lignite («Schieferkohle») d'Uznach–Kaltbrunn et d'Eschenbach, qui ont été exploités surtout en temps de guerre. Pendant la dernière glaciation, de larges portions de la région de la feuille Ricken étaient recouvertes par le glacier de la Linth, ce qui se marque par une douce morphologie glaciaire. Seuls les plus hauts sommets du paysage montagneux du Hörnli formaient des nunataks dépassant de la glace. La morphologie de cette région est fortement empreinte par l'érosion fluviatile. Le secteur du col occupé par Ricken était une zone de transfluence entre le glacier de la Linth et celui (local) de la Thur.

RIASSUNTO

La regione del foglio dell'Atlante Ricken ricopre una zona di transizione tra la Molassa dell'Altipiano e quella subalpina. Gran parte dell'area è occupata dalla Molassa dell'Altipiano con giacitura orizzontale o verticalizzata. La quale, soprattutto nella regione meridionale, è dominata da banchi di conglomerato disposti obliquamente che conferiscono una struttura unica al paesaggio. La Molassa subalpina comprende delle porzioni della successione di strati chattiani e aquitaniani, mentre nella Molassa dell'Altipiano sussistono porzioni aquitaniane e serravalliane. Tra il sovrascorrimento principale delle scaglie di Molassa subalpina al sud e il sovrascorrimento marginale della Molassa dell'Altipiano al nord si trova la complessa zona sollevata «Triangelzone».

La parte nordest della regione del foglio Ricken è situata al centro dell'antico cono di deiezione dell'Hörnli, per questa ragione i conglomerati dominano la zona; ma verso occidente diminuiscono progressivamente. Da ovest le facies trasgressive della Molassa marina superiore si riducono contro questo cono di deiezione nella metà occidentale della carta, dove formano solo uno strato sottile. Lo strato di riferimento dell'«Appenzellergranit» rappresenta uno straordinario orizzonte isocrono nella parte prossimale dell'antico cono di deiezione dell'Hörnli, esso può raggiungere una potenza di 8 m e attraversa la carta in direzione SO–NE. L'«Appenzellergranit» costituisce il risultato di una o più colate detritiche di volume importante derivate dallo svuotamento di un lago formatosi in seguito ad una frana di crollo nelle Alpi. Dati sedimentologici-petrografici a lungo non pubblicati, provenienti soprattutto dal sondaggio profondo di Tuggen e dalla galleria autostradale di Buechberg, hanno consentito l'identificazione e l'attribuzione delle diverse zone di deposito («Schüttungen») al fronte delle Alpi, attive al tempo della Molassa d'acqua dolce inferiore, e una prima interpretazione tettonica affidabile della successione degli strati nel sondaggio profondo di Tuggen.

Nella regione del foglio Ricken è stata preservata una densa successione di strati quaternari. Soprattutto nella regione di Uznach – Kaltbrunn sussiste una voluminosa serie di strati del Pleistocene medio. Si fa riferimento in particolare ai giacimenti di lignite («Schieferkohle») di Uznach – Kaltbrunn e di Eschenbach, sfruttati soprattutto in tempo di guerra. All'epoca dell'ultima glaciazione gran parte dell'area del foglio Ricken era ricoperta dal ghiacciaio della Linth e del Reno, come lo esprime la morfologia dolce impressa dal ghiaccio. Solo le cime più alte dell'Hörnliberg si ergevano come nunatak al di sopra del ghiaccio. Questa regione è affetta da una marcata morfologia erosiva. La zona del passo occupata da Ricken era una zona di transfluenza tra il ghiacciaio della Linth e quello, locale, della Thur.

SUMMARY

The area of map sheet Ricken covers the transition from the Plateau Molasse of the Swiss midlands to the subalpine Molasse. Most of the area is represented by the flat lying and uptilted Plateau Molasse in front of the Alps. Inclined conglomerate beds, which dominate the southern Plateau Molasse, form an unique cuesta landscape. The strata of the subalpine Molasse is of chattian and aquitanian age, while the Plateau Molasse is composed of aquitanian to serravallian deposits. A tectonically complex triangle zone is situated between the main thrust of the subalpine Molasse sheets in the south and the backthrust («Randunterschiebung») of the Plateau Molasse in the north.

The central Hörnli alluvial fan, located in the northernmost map sheet area, is dominated by conglomerates that diminish successively towards the west. A thin stack of marine deposits of the Upper Marine Molasse (OMM) – the marine transgression occurred from the west – dies out towards the central alluvial fan. The SW–NE running, up to 8-m-thick «Appenzellergranit» constitutes a singular isochronous marker horizon within the proximal part of the Hörnli alluvial fan of the Upper Freshwater Molasse (OSM). It formed by one or multiple enormous debris flows caused by the break-out of a dammed inner-alpine lake. Previously unpublished sediment-petrographical data, especially from sediments of the deep borehole Tuggen and the Buechberg highway tunnel, enabled the identification and classification of various alpine dispersal systems that were active during deposition of the Lower Freshwater Molasse (USM). These data further allowed a reliable tectonic interpretation of the sediment succession of the deep borehole Tuggen.

A comprehensive sedimentary succession of the Quaternary is preserved in the area of map sheet Ricken. Notably the area of Uznach – Kaltenbrunn covers a considerable stack of Mid-Pleistocene sediments. Of particular interest are the schistous coal deposits of Uznach – Kaltbrunn and Eschenbach that were mined especially during wartimes. Vast parts of the map sheet area were covered by ice of the Linth-Rhein glacier during the last glaciation forming thus a smooth morphology. Only the highest summits of the Hörnli mountainous region emerged from the ice as nunataks. Today, this area is characterized by a distinctive fluviatile erosional morphology. The area of the Ricken pass constituted a transfluence zone between the Linth-Rhein glacier and the (local) Thur glacier.

EINFÜHRUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Ricken erstreckt sich vom Zürcher Obersee und der östlich angrenzenden Linthebene im Süden bis in das oberste Tösstal bzw. in das als Hörnli-Bergland bezeichnete grossflächig bewaldete Hügelgebiet (Tösswald) im Norden. Gegen Osten wird das Kartengebiet vom Thurtal, gegen Westen vom oberen Glatttal bzw. von der nach Süden abbiegenden Jona begrenzt. Das Gebiet ist morphologisch geprägt durch die SW–NE streichenden und gegen SE allmählich steiler stehenden Nagelfluh- und Sandsteinrippen bzw. -platten (Schichtrippenlandschaft, Geotoplandschaft von nationaler Bedeutung, STÜRM et al. 2004) der aufgerichteten mittelländischen und der subalpinen Molasse (vgl. Fig. 1). Ein ausgeprägtes Relief zeigt sich im Norden des Kartengebietes, bedingt durch den hohen Nagelfluhanteil in diesem Gebiet (Hörnli-Schuttfächer), wohl aber auch dadurch, dass dieses während der Letzten Vergletscherung von glazialer Erosion teilweise verschont geblieben ist (Nunatak). Der höchste Punkt im Gebiet von Atlasblatt Ricken befindet sich in diesem Gebiet (Tweralpspitz 1332 m ü. M.). Gebirgig zeigt sich auch der SE des Kartengebietes, wo das Terrain in SE Richtung vom Rickenpass (805 m ü. M.) gegen den Regelstein (Pkt. 1315,1) ansteigt. Dieser bildet zusammen mit der Breitenau (Pkt. 1279) und der Schwändiegg (Pkt. 1125), unterbrochen durch tiefe eingeschnittene Bachläufe, hier die markantesten Erhöhungen. Weitere Geländeformen entstanden in den vom Linthgletscher überprägten Gebieten im Süden des Atlasgebietes und um den Bachtel (Pkt. 1115) im NW sowie am Rickenpass, der Transfluenzzone zwischen Thur- und Linth-Rheingletscher. Dort boten die erosionsanfälligeren «granitischen» Sandsteine der Unteren Süsswassermolasse (USM) hierzu besonders viel Angriffsfläche. Die das Kartengebiet prägende Schichtrippenlandschaft wird besonders am Nordrand der Linthebene um Uznach und Kaltbrunn sowie in der Talung von Neuhaus und Eschenbach durch teils mächtige quartäre Ablagerungen unterteilt.

Am Rickenpass verläuft die Wasserscheide zwischen den beiden Hauptflüssen Thur und Linth bzw. dem heutigen Linthkanal. Die Thur verlässt das Kartengebiet im NE bei Wattwil, wo sie eine heute rund 750 m breite, mit glazifluviatilen Ablagerungen verfüllte Talung ausbildete. Die wichtigsten Zuflüsse der Thur sind auf dem Gebiet des Atlasblattes Ricken der Rickenbach, der Feldbach und der Rotenbach, welche zusammen mit der Thur rund einen Sechstel des Kartengebietes in Richtung Norden entwässern. Die wichtigsten Bäche, die der Linthebene bzw. letztlich dem Zürcher Obersee zufliessen, sind von SE nach NW aufgezählt Steinenbach, Giegenbach, Ernetschwilerbach sowie der Goldinger Bach, der zusammen mit seinen Nebenbächen Ranzach und Hofmülibach ebenfalls einen Sechstel des Kartengebietes entwässert und schliesslich als Aabach bei Schmerikon in den Obersee mündet. Weitere Haupteinzugsgebiete bilden die Jona, welche Teile der Zürcher Gemeinden Wald, Rüti, Dürnten und Hinwil in Richtung

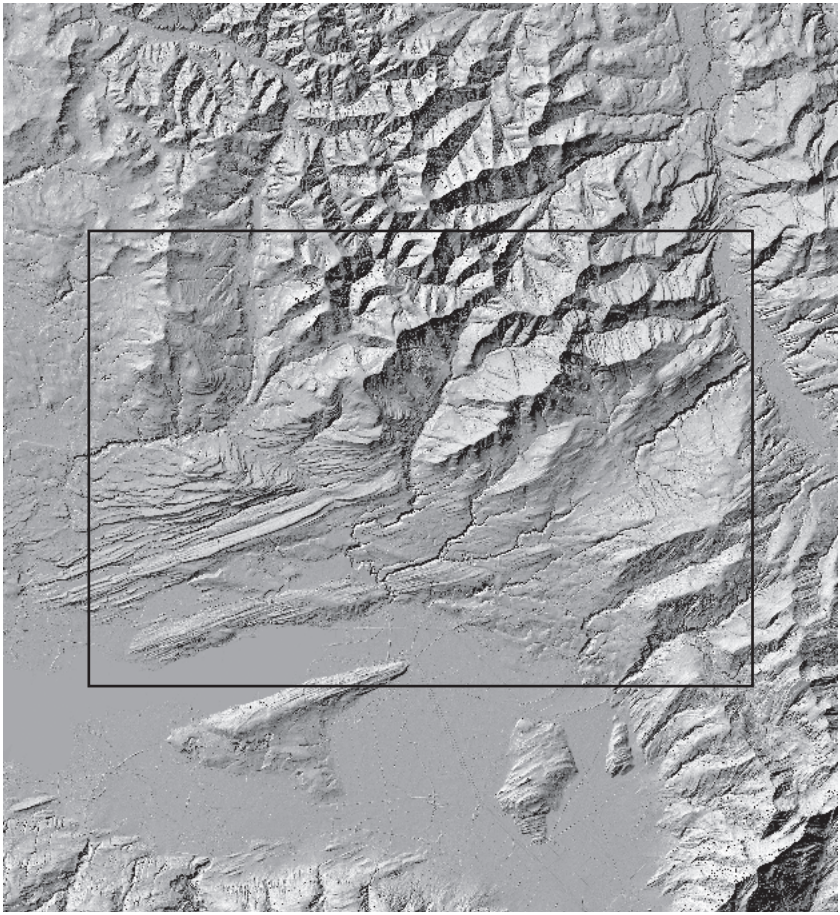


Fig. 1: Digitales Terrainmodell des Gebietes von Atlasblatt Ricken und Umgebung. Massstab 1:200 000.

Zürcher Obersee entwässert sowie randlich die Töss (nördlich der Wasserscheide Gibswil und Gebiet um den Tössstock) und dasjenige der Glatt (ganz im NW). Den tiefsten Punkt auf dem Gebiet des Atlasblattes Ricken bildet der Seespiegel des Zürcher Obersees (406 m ü. M.).

Erforschungsgeschichte

Molasse

GUTZWILLER (1877) zeichnete in groben Zügen die geologischen Eigenheiten der Molasse im Gebiet von Atlasblatt Ricken nach: die gegen SE sukzessiv stärker aufgerichtete mittelländische Molasse, die steil stehenden Schichten und Synklinalzonen entlang der Randunterschiebung – wobei er letztere noch nicht als solche erkannte –, die Unterteilung der Unteren Süsswassermolasse in karbonatische und «granitische» Sandsteine sowie das «Appenzellergranit»-Leitniveau in der Oberen Süsswassermolasse (OSM), das Auskeilen der OSM-Nagelfluhbänke gegen Westen (Rand des Hörnli-Schuttfächers) und die damit verbundene Absenz der marinen Fazies gegen das Schüttungszentrum hin.

Der geplante Bau des Ricken-Bahntunnels führten HEIM (1902) sowie SCHMIDT (1903, 1906) in das Gebiet, die unabhängig voneinander sehr ähnliche Prognoseprofile erstellten. Sie erkannten Störungszonen, die sie als Antiklinalen/Synklinalen bezeichneten (Regelstein-Störung, Breitenau-Antiklinale, Giegenbach-Synklinale). Hingegen übersahen sie die bei zirka der Tunnelhälfte querende Randunterschiebung, welche den karbonatischen Ebnat-Sandstein (Chattien) im SE vom «granitischen» Sandstein (Aquitanien, «Bildhauser Sandstein») tektonisch trennt. Die Randunterschiebung wurde während des Baus des Tunnels (1903–1908) angetroffen (HEIM 1919); sie wurde später von HABICHT (1945 a) benannt und beschrieben (das interpretierte geologische Befundprofil des Rickentunnels findet sich in KOPP 1937). Zuvor hatten BAUMBERGER (1931), OCHSNER (1935), RENZ (1937 a) wie auch KOPP (1937) diese z.T. auch als Regelstein-Überschiebung bezeichnete Störung als eine nach Süden einfallende Aufschiebung interpretiert. Diese Autoren liessen zudem deren westliche Fortsetzung nach Süden abbiegen und südlich des Buechberges durchziehen. HABICHT (1945 a) erkannte den Rücküberschiebungscharakter dieser Hauptstörung und verfolgte sie gegen Westen über Ernetschwil bis in den Zürcher Obersee nördlich des Buechberges weiter. Er verband sie dort mit der Kernstörung der Feusisberg-Antiklinale, die bisher meist als «nördliche Hauptantiklinale» bezeichnet wurde (HABICHT 1945 b). Die subalpine Molasse besteht aus mehreren Schuppen, Teilschuppen, Synklinalen (Grinau-Synklinale, Giegenbach-Synklinale) und Antiklinalen (z.B. Breitenau-Antiklinale); das Ablagerungsgeschehen und die Lithofazies werden durch die chattische Speer-Stockberg- und die nachfolgende, aquitane Kronberg-Gäbris-Schüttung bestimmt (HABICHT 1945 b).

TANNER (1944) untersuchte das Gebiet der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Ricken und Hörnli. Während er u.a. anhand von Geröll- und Schwermineralanalysen die vorwiegend aus «granitischem» Sandstein bestehende Untere Süsswassermolasse anhand von durchaus nachvollziehbaren lithofaziellen Kriterien gegen die vermeintliche Obere Meeresmolasse (OMM) abgrenzte (Basis

der Nagelfluhbänke im SW und NE, Aabach-Mergelzone im Bereich des Goldinger Tobels), versuchte er, die Obergrenze der OMM – im SW anhand von Fossilien noch eindeutig abgrenzbar – auch gegen NE anhand von Nagelfluhbänken und diversen fraglichen Aufschlüssen durch die Überhand nehmenden Ablagerungen fluvioterrestrischer Fazies (Konglomerat-Mergel) hindurch zu parallelisieren. TANNER (1944) zeigte zudem erstmals schwache Deformationsstrukturen in der mittelländischen Molasse um das Schnebelhorn (Atlasblatt Hörnli, «Rotenantiklinale», «Schnebelhornsynklinale»).

BÜCHI & WELTI (1951; s.a. BÜCHI 1950, WELTI 1950) widerlegten H. Tanners «marine» Stützstellen am Südrand der mittelländischen Molasse zwischen dem Goldinger Tobel und dem Toggenburg und verwendeten anstelle der faziellen Begriffe USM, OMM und OSM die heute z.T. nicht mehr gebräuchlichen, chronostratigraphischen Einheiten Aquitanien, Burdigalien, Helvétien und Tortonien zur Unterteilung des Hörnli-Schuttfächers. Dem fluvioterrestrischen Charakter der Ablagerungen wurde hiermit zwar Rechnung getragen, dennoch versuchten die Autoren weiterhin, anhand behelfsmässiger, nur schwer nachvollziehbarer und oft nur lokal ausgebildeter Leithorizonte («Basiskonglomerat des Burdigalien Nr. 9», «Basisnagelfluh des Helvétien» usw.) die Obere Meeresmolasse im Hörnli-Schuttfächer über weite Strecken abzugrenzen. Dadurch entstanden nomenklatorisch unglückliche Begriffe wie «marine Nagelfluhzone» (TANNER 1944) oder «fluviatil-limnisches Äquivalent der Oberen Meeresmolasse» (BÜCHI & WELTI 1951). In BÜCHI & WELTI (1951) wurde zudem die Sandstein- und Mergelabfolge des Aquitaniens unterhalb der «Basisnagelfluh» in eine «oligozäne Schüttung der Hohen Rone» (SSW Goldinger Tobel) und eine «oligozäne Schüttung des Ur-Rheins» (NNE Goldinger Tobel) unterteilt.

Eine Neugliederung der OSM im Hörnli-Schuttfächer nahmen BÜCHI (1957) und HOFMANN (1957) vor, indem sie fünf lithostratigraphische Abschnitte auswiesen:

- Basiszone der OSM
- Mittlerer Komplex der OSM
- Öhningerzone
- Konglomeratstufe
- Tannenberg-Hörnligipfelschichten

Diese nomenklatorisch uneinheitlichen Schichtglieder wurden mit der zürcherischen, der thurgauischen und der süddeutschen Molasse korreliert (BÜCHI (1958 a,b, 1959), was aufgrund der grossen Korrelationsdistanzen unweigerlich zu Diskrepanzen und Kritik führte (vgl. PAVONI 1956, 1957, 1959). Die oben genannten Schichtglieder finden sich unter formal korrekteren Bezeichnungen auf dem nördlich angrenzenden Atlasblatt Hörnli wieder (HOTTINGER et al. 1970).

KYBURZ (1968) erstellte im Rahmen seiner Diplomarbeit eine Manuskriptkarte der basalen OSM (zwischen OMM und «Degersheimer Kalknagelfluh») des

Gebietes zwischen der Jona im Westen und Goldingen im Osten, auf der die Schichtrippenlandschaft aus gegen NW einfallenden Konglomeratbänken eindrücklich zur Geltung kommt und einige neue Pflanzenfundstellen verzeichnet sind.

BÜRGISSER (1980, 1981) schlug erstmals eine lithofazielle Unterteilung anhand von drei Faziesassoziationen vor, die während der Dauer der OSM-Sedimentation neben- und übereinander herrschten (proximal bis distal), wodurch ihre gegenseitigen Grenzen pro Zeitabschnitt ungefähr vertikal verlaufen. Als brauchbares isochrones Leitniveau bezeichnete er das im Hörnli-Schuttfächer weit verbreitete und auch im Gebiet des Atlasblattes Ricken fast durchgehend erhaltene «Appenzellergranit»-Leitniveau (vgl. «Degersheimer-Kalknagelfluh», BÜCHI & WELTI 1950), das er anhand unzähliger Profilaufnahmen detailliert beschrieb. BÜRGISSER (1980) unterschied in diesem Leitniveau vier Faziestypen, die sich z.T. überlagern oder seitlich ersetzen: Abtwil-Konglomerat, Degersheim-Konglomerat, Hüllistein-Konglomerat und Meilener Kalk.

BÜCHI & HOFMANN (1964) identifizierten durch sedimentpetrographische Untersuchungen zwei vulkanische Tuffhorizonte beim Atzmännig und bei der Chrüzegg. Weitere Leitniveaus, wie Bentonithorizonte und andere Lagen vulkanischen Materials (Tuffite, Auswürflinge), wie sie üblicherweise zur chronologischen Gliederung der OSM herangezogen werden (z.B. GUBLER 2009), wurden im Gebiet von Atlasblatt Ricken wohl zum grössten Teil erodiert.

Eine umfassende Übersicht über die vielen lithostratigraphischen Begriffe bietet HABICHT (1987).

Anhand von zahlreichen neuen Fossilfundstellen (insbesondere Säugetierfunde) konnte die Sedimentabfolge der proximalen Hörnli-Schüttung (OMM bis OSM) biostratigraphisch eingeordnet werden (BOLLIGER 1987, 1992, 1996, 1998, BOLLIGER & EBERHARD 1989, BOLLIGER et al. 1995). Die meisten im Gebiet von Atlasblatt Ricken verzeichneten Fossilfundstellen stammen von T. Bolliger.

Schliesslich führten magnetostratigraphische Untersuchungen im Gebiet von Atlasblatt Ricken sowie deren Korrelation mit biostratigraphisch datierten Fundstellen (Säuger-Biozonierung) zu einer räumlichen und zeitlich hoch auflösenden Einordnung der Fazies am Südrand der mittelländischen Molasse. Dies ermöglichte quantitative Aussagen z.B. zu Sedimentationsraten oder dem Erkennen von Schichtlücken (KEMPF et al. 1997, 1999, KEMPF 1998, KEMPF & MATTER 1999, KUHLEMANN & KEMPF 2002, KÄLIN & KEMPF 2009, vgl. Fig. 4 u. 6).

Quartär

Wiederum war es GUTZWILLER (1877), der teilweise mit Bezug auf Angaben von A. Escher von der Linth die wichtigsten Merkmale der quartären Ablagerungen zusammenfassend beschrieb: das letzteiszeitliche Zusammentreffen des Linth- und des Thurgletschers am Rickenpass (nachgewiesen anhand von Verru-

cano-Findlingen des Linthgletschers), die spät- bis postglazialen Schotterterrassen im Thurtal, die höchstgelegenen Erratiker auf dem Regelstein, am Bachtel und bei Wolfsgrueb, die mächtigen Moränen des Linth-Rheingletschers im Goldinger Tal sowie nicht zuletzt die interglazialen Schieferkohlelagerstätten von Uznach – Kaltbrunn und Eschenbach mit dem darüber liegenden verkitteten Schotter (Gublen-Schotter, damals als «diluviale Nagelfluh» bezeichnet).

Die umfangreichsten Untersuchungen zum Quartär bestehen über die erstmals im Jahr 1767 erwähnten (HEIM 1919) und seither vor allem während Kriegszeiten ausgebeuteten Schieferkohlevorkommen von Uznach – Kaltbrunn und Eschenbach (NEUWEILER 1907, BROCKMANN-JEROSCH 1910, JEANNET 1923, BAUMBERGER 1923, BRAENDLIN 1943 b, KLÄY 1969, WELTEN 1988, SCHINDLER 2004).

Über die glaziale und postglaziale Morphogenese des östlichen Hörnlibergl andes berichtet ANDRESEN (1964). Beschreibungen zu den Gletscherständen, den glazialen Formen und Ablagerungen des Linth- bzw. des Thurgletschers finden sich in HANTKE (1958, 1967 a,b, 1980, 1991), KELLER (1988, 1989) und KELLER & KRAYSS (2005 a,b).

STRATIGRAPHIE

PALÄOGEN – NEOGEN

SUBALPINE MOLASSE

Untere Süsswassermolasse

HABICHT (1945 a) gliederte die Untere Süsswassermolasse (USM) in der subalpinen Molasse in mehrere lithostratigraphische Einheiten (von unten nach oben): Speerschichten, Untere Bunte Molasse, Ebnaterschichten, Wintersbergschichten, Krummenauerschichten, Hochalpschichten, Ennetbühlerschichten, Hochfläschlischichten und Pfingstbodenschichten (s. a. HABICHT 1987).

Für das Atlasblatt Ricken wird nomenklatorisch der Gliederung des östlich anschliessenden Atlasblattes Nesslau gefolgt, die sich an sedimentpetrographischen und lithofaziellen Kriterien orientiert:

– USM I: «Karbonatreiche Molasse», Konglomerat, Sand- und Siltstein sowie Mergel der Speer-Stockberg-Schüttung (Rupélien – Chattien)
– USM II: «Granitische Molasse», Konglomerat, Sand- und Siltstein sowie Mergel der Kronberg-Gäbris bzw. Höhronen-Schüttung (Aquitanien)

In der Triangelzone (Grinau-Synklinale, Lachen-Antiklinale) im nördlichen Teil der subalpinen Molasse zeigt sich in der USM II eine deutliche Dominanz der kristallinen Höhronen-Schüttung gegenüber der Kronberg-Gäbris-Schüttung, welche hier lediglich durch einzelne Einschaltungen vertreten ist. Da magnetostratigraphische Untersuchungen fehlen und die Abfolge zudem tektonisch stark gestört ist, wurde die Grenze zwischen USM I und USM II zwischen Uznach – Ernetschwil – Gommiswald in Anlehnung an HABICHT (1945 b) anhand makroskopischer sedimentpetrographischer Kriterien gelegt («granitischer» Sandstein – karbonatischer Ebnat-Sandstein).

KEMPF (1998) konnte den petrographischen Wechsel von USM I zu USM II magnetostratigraphisch mit der Chattien-Aquitanien-Grenze (ca. 23,8 Ma Jahre) korrelieren. Diese gegen SW ins Gebiet von Atlasblatt Ricken extrapolierte Faziesgrenze befindet sich am Südrand der Kronberg-Schuppe im äussersten SE gerade noch auf dem Gebiet des Kartenblattes und ermöglicht so die Unterteilung in USM I und USM II.

o_3 **USM I («Karbonatreiche Molasse»)** (Chattien)

Die USM I (Chattien) im Gebiet des Atlasblattes Ricken wird lithologisch aus Mergel, Kalksandstein und Kalknagelfluh aufgebaut. Die Kalksandsteine und

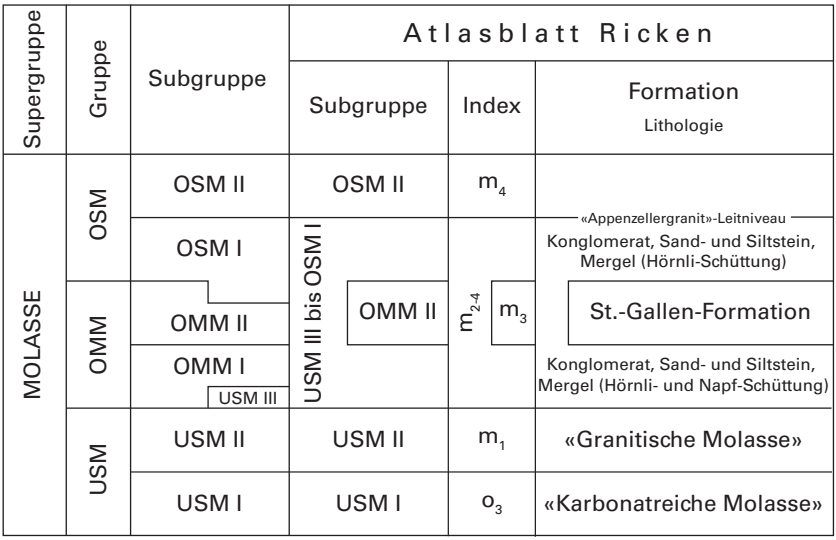


Fig. 2: Verwendete lithostratigraphische Nomenklatur im Gebiet des Atlasblattes Ricken.

Kalknagelfluhschichten werden lithologisch der Speer-Stockberg-Schüttung zugewiesen und kommen nur in der subalpinen Molasse vor (vgl. a. ZAUGG & LÖPFE 2011). Die betreffenden Schichten sind im Kartengebiet nicht datiert und lithologisch auch nicht exakt gegenüber der USM II der Höhronen-Schüttung (Grinau-Synklinale) abgrenzbar. Die USM I kommt im Gebiet von Atlasblatt Ricken in zwei isolierten Gebieten vor, die durch die Grinau-Synklinale voneinander getrennt werden:

Triangelzone: SE angrenzend an die aufgerichtete mittelländische Molasse, d.h. zwischen der Randunterschiebung im Norden und der USM II der Grinau-Synklinale im Süden («Triangelzone»). Es handelt sich hauptsächlich um Aufschlüsse entlang des Ernetschwilerbachs.

Kronberg-Schuppe: SE der Hauptaufschiebung, welche die Grinau-Synklinale im SE tektonisch begrenzt, bis zur Tanzboden-Überschiebung in der SE-Ecke von Atlasblatt Ricken (Kronberg-Schuppe).

Im Gebiet der Triangelzone sind die Aufschlussverhältnisse schlecht. Einerseits verläuft der Ernetschwilerbach subparallel zum Schichtstreichen, andererseits stehen über weite Strecken ältere quartäre Ablagerungen an. Wegen der Nähe zur Randunterschiebung ist der Fels zudem oft von sekundären Scherbrüchen durchzogen. Folgende Lithologien treten auf: Mergel und Kalksandstein (Ebnat-Sand-

stein). Gemäss HEIM (1902) und HABICHT (1945 a) führt dieser Sandstein selten auch etwas gröbere Gerölle (z. B. bei Koord. 718.930/232.710 und 721.270/233.875). Untergeordnet tritt auch «granitischer» Sandstein auf.

Nahe der Randunterschiebung führt der «granitische» Sandstein an drei Stellen auch Kristallingerölle, die der Höhronen-Schüttung zugewiesen werden können:

- bei Leutschen, ca. 1 km NE Uznach bei Koord. 717.880/232.600 und 717.800/232.540
- Nördlich Althütten bei ca. Koord. 721.200/233.865

Bei diesen «granitischen» Sandsteinbänken ist unklar, ob sie Teil der stratigraphischen Abfolge innerhalb der USM-I-Schichten (subalpine Molasse) oder ob es sich um tektonische Einschuppungen aus der USM II der aufgerichteten mittelländischen Molasse handelt.

Die Kronberg-Schuppe SE der Hauptaufschiebung (Kronberg-Aufschiebung) deckt die SE-Ecke des Gebiets von Atlasblatt Ricken bis zur Tanzboden-Überschiebung ab. Die Schichtabfolge der USM I ist auch hier tektonisch gestört (Regelstein-Störung, Giegenbach-Synklinale, Breitenau-Antiklinale). Zusätzlich erschweren schlechte Aufschlussverhältnisse in schwer zugänglichen Bacheinschnitten und Waldgebieten sowie z.T. tiefgreifende Sackungsmassen (z. B. Giegentobel, Wald unterhalb Egg – Axberg – Ob. Bärüti) das Erfassen von durchgehenden Schichtprofilen.

Folgende Lithologien treten hier auf: Mergel, Kalksandstein (Ebnat-Sandstein), vereinzelt mit Kalkgeröllen, Kalknagelfluh und untergeordnet auch «granitischer» Sandstein (Gebiet Cholwald – Baumäst NW Egg – Axerberg, einzelne Bänke im Gebiet Obergirlen – Regelstein – Chliweidli, vier Bänke südlich Breitenau, Koord. 724.850/232.960, 724.740/232.820, 724.960/232.480 und 724.610/232.275). Dieser «granitische» Sandstein wird der Rigi-Schüttung zugeschrieben (HABICHT 1945 a).

Nach HABICHT (1945 a) sind die zwischen 2 m und max. 20 m mächtigen Nagelfluhbänke der Speer-Stockberg-Schüttung praktisch frei von Kristallingeröllen. Die maximale Geröllgrösse liegt bei ca. 15–20 cm. HABICHT (1945 a) fasst die sedimentäre Geröllzusammensetzung der Kalknagelfluh (Speer-Nagelfluh) wie folgt zusammen: Flyschsandstein- und Hornsteinkalke, Triasdolomit, Fleckenmergelkalk, dunkler Kieselkalk, graue, feinkörnige Kalke, dunkle, feinkörnige Kalke (abnehmende Reihenfolge). Die Zusammensetzung weist stärkere Schwankungen auf.

Die Kalknagelfluhbänke treten generell gegen SE (ca. ab Bachmannsberg) vermehrt auf. Die wichtigsten Aufschlüsse von Kalknagelfluh (Speer-Stockberg-Schüttung) finden sich an den folgenden Lokalitäten:

- NW Egg: wichtiger USM-I-Aufschluss nahe der Randunterschiebung bei Koord. 722.600/234.150

- Giegenbachtobel NNE Kaltbrunn: Isolierte Nagelfluhbank bei Koord. 720.750/231.320
- NE Brämiberg: von NW nach SE kommend erste Nagelfluhbank SE Steinenbachtobel (Koord. 722.750/230.125)
- SW Bachmannsberg: von NW nach SE kommend erste Nagelfluhbank im Breitfuesstobel (Koord. 723.950/230.800).
- Steinbachtobel bei Steinenlöcher: von NW nach SE kommend erste Nagelfluhbank im Steinbachtobel (Koord. 724.600/232.100) und gleiche Bank rund 400 m tobelaufwärts bei Felsrippe (Bachgabelung bei Pkt. 974)
- NNE Schwändli: von NW nach SE kommend erste Nagelfluhbank bei Koord. 724.170/230.960
- ENE Pfang: von NW nach SE kommend erste Nagelfluhbank bei Koord. 724.850/231.400

Geröllhaltiger Kalksandstein wurde an mehreren Stellen kartiert und ist im Gebiet von Atlasblatt Ricken an den folgenden Stellen anstehend:

- NE Gommiswald, nördlich Giegental bei Schafweid; zwei Bänke
- NE Gommiswald WNW Ob. Spitzenegg
- Oberstes Giegenbachtobel SE-Seite und im Sattel zwischen Regelstein und Breitenau je eine Bank
- WNW Wilesch im obersten Wilderau-Wald: zwei Bänke
- Bei Kaltbrunn im Gebiet Halden zwei Bänke, zwischen Uzenbüel und Rietwis eine Bank
- NE Rieden unterhalb Chirnenberg und im unteren Gilsärsch-Wald oberhalb Schwarzenbergli: je eine Bank

Der Ebnat-Sandstein ist ein äusserst harter, stark zementierter Kalksandstein. Er wurde im Raum Ebnat-Kappel (Atlasblatt Nesslau) und im Gebiet Halden bei Kaltbrunn in mehreren kleinen Steinbrüchen (u.a. für den Ausbau des Rickentunnels) abgebaut. Die gebrochenen Steine des aufgelassenen Steinbruchs bei Rieden (Koord. 722.200/231.200) wurden für den Bau der Kirche verwendet. HABICHT (1945 a) beschreibt diesen Sandstein der Speer-Stockberg-Schüttung wie folgt: «Der Ebnatersandstein ist ein fest verkitteter, ausgeprägt bankiger und klüftiger, harter, inwendig grauer bis bläulichgrauer, fast immer mit einer bis mehrere Dezimeter breiten, gelben oder gelbbraunen Oxydationsrinde versehener Sandstein. [...]. Am häufigsten sind mittelkörnige (Quarz 0,2–0,4 mm) Typen. Ferner kommen vor: feinkörnige, untergeordnet sogar mit Geröllschnüren versehene Bänke. Solche Gerölleinlagerungen beginnen schon in der Unteren Bunten Molasse und nehmen dann in den Wintersbergschichten gleichzeitig mit dem ersten stärkeren Auftreten eigentlicher Nagelfluhen beträchtlich zu. Gar nicht allzu selten enthalten die typischen Ebnatersandsteine mehr oder weniger deutlich sichtbare, hellrote Feldspatkörnchen und Feldspatgeröllchen, ohne dass sie deswegen den Typus des porösen und chlorit-serizitreichen granitischen Sandsteins annehmen. Die Bänke, die sich oft über weite Strecken verfolgen lassen, sind in der Regel 2–8 m, hie und da über 10 m mächtig; in letzterem Falle sind sie meistens durch kleine Mergellagen unterteilt.»

Der Ebnat-Sandstein setzt sich petrographisch wie folgt zusammen (HABICHT 1945 a): Quarz 14–29 %, Hornsteine 5–26 %, Kalke 6–37 %, Dolomite/dolomitische Kalke 19–55 %, vgl. a. Fig. 23.

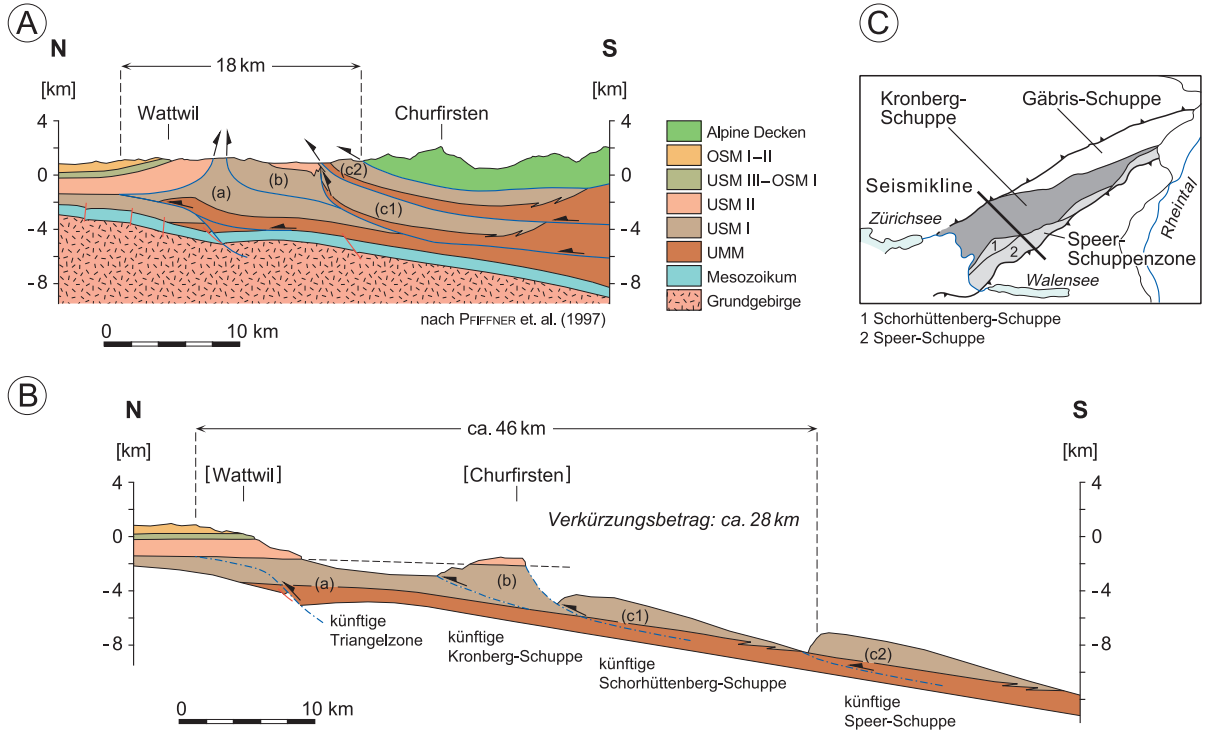


Fig. 3: A: Profil durch den Alpenrand im Grenzgebiet der Atlasblätter Nesslau und Ricken. B: Palinspastische Rekonstruktion; die Verkürzung innerhalb der subalpinen Molasse beträgt mindestens 28 km. C: Tektonische Übersichtskarte mit Profilspur. Leicht verändert nach Kempf et al. (1999, Fig. 3).

Der Ebnat-Sandstein gilt als Rinnengürtelablagerung der distalen Speer-Kronberg-Schüttung. Für die sedimentologische Beschreibung verweisen wir auf KEMPF (1998). Der Ebnat-Sandstein führt oft kohlige Pflanzenreste.

SW Egg, südlich unterhalb Axerberg, steht Ebnat-Sandstein praktisch senkrecht. Die Schichtoberfläche ist bei Koord. 722.410/233.600 regelmässig rechteckig geklüftet und sieht daher einer Mauer ähnlich.

Auf dem Regelstein wird die Gemeindegrenze Gommiswald-Ebnat-Kappel durch eine Trockenmauer aus plattigem Ebnat-Sandstein markiert.

m_1 USM II («Granitische Molasse») (Aquitanien)

Im Gebiet von Atlasblatt Ricken sind in der subalpinen Molasse Schichten der USM II («Granitische Molasse», Aquitanien) vom Buechberg über Uznach, Gommiswald bis Attenbach (südlich Hügelzug Chamm – Rittmarren) aufgeschlossen, die der Höhronen-Schüttung zugewiesen werden. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um die Füllung der Grinau-Synklinale (Triangelzone), wobei mit Ausnahme des Buechbergs meist nur die steil nach SE einfallenden Schichten des nordwestlichen Synklinalschenkels aufgeschlossen sind (vgl. Taf. I). Die Aufschlussbreite der aquitanen Schichten nimmt von WSW nach ENE stark ab. Dabei wird die Grinau-Synklinale (inkl. Synklinalachse) im SE durch die Hauptaufschiebung (A2-Störung) tektonisch abgeschnitten, gegen NW durch eine antiklinale Kernstörung (Lachen-Antiklinale) und gegen NE (SW Rittmarren) durch die Randunterschiebung bzw. eine Sekundärstörung derselben begrenzt.

Der östliche Buechberg (Grinau-Synklinale) besteht fast vollständig aus bunter Nagelfluh und «granitischem» Sandstein der Höhronen-Schüttung (OCHSNER 1975, vgl. S. 95). Dabei sind die meist kleingerölligen, extrem bunten Nagelfluhbänke (z.T. >50% Kristallingerölle) rinnenartig in die Sandsteinabfolgen eingelagert (gut sichtbar z. B. in den aufgelassenen Steinbrüchen am Südufer des Zürcher Obersees). Für die detaillierte lithologische Beschreibung der Sedimente der Höhronen-Schüttung wird auf HANTKE et al. (2009) verwiesen, worin auch ältere Untersuchungen u. a. von SCHLANKE (1974) Berücksichtigung finden. Weitere sedimentpetrographische Daten finden sich auf den S. 95–97. BAUMBERGER (1927), HANTKE (1956) und ZÖBELEIN (1963) beschreiben fossile Tier- und Pflanzenreste aus Mergel vom Nordabhang des Buechbergs (Atlasblatt Linthebene, Steinbrüche entlang des Südufers des Zürcher Obersees).

Die Altstadt von Uznach steht auf steil stehenden, SE-einfallenden Schichten der USM II (bunte Nagelfluh, «granitischer» Sandstein). NE der Altstadt von Uznach treten analoge Schichten im Gebiet Buechwald – Hofrüti auf. Nach einem Unterbruch durch quartäre Ablagerungen sind östlich Gommiswald bei Haslen und Froburg in einer typischen Rundhöckerlandschaft USM-II-Schichten aus bunter Nagelfluh (kleine aufgelassene Kiesgrube bei Koord. 719.470/232.600) und «granitischem» Sandstein aufgeschlossen. Ein gut zugänglicher Aufschluss mit

bunter Nagelfluh der Höhronen-Schüttung befindet sich an der Strasse Gommiswald – Ernetschwil bei Koord. 719.735/232.805.

Im Bachtobel südlich des Industriegebiets von Gommiswald ist bei Koord. 719.415/232.785 eine steil nach SE einfallende bunte Nagelfluh (Typ Gäbris-Schüttung) aufgeschlossen. Diese definiert hier die Basis der USM II. Westlich dieser Stelle sind Mergel, «granitischer» Sandstein und im Mündungsbereich in den Ernetschwilerbach bereits steil nach NW einfallender Ebnat-Sandstein aufgeschlossen, sie werden alle der USM I (Chattien) zugewiesen. Ebenfalls werden eine Kalksandsteinbank bei Koord. 719.800/233.050 und der Felsaufschluss im Bach neben der Strasse Gommiswald-Ricken (steil stehender Ebnat-Sandstein, Koord. 719.975/232.850) der USM I zugewiesen, wobei der letztgenannte Aufschluss südlich der Kronberg-Aufschiebung liegen muss.

Die USM II kann nördlich oberhalb Gommiswald anhand isolierter Aufschlüsse von «granitischem» Sandstein vom Strassenaufschluss Rinderweid (Koord. 720.800/233.500) über das Bachtobel südlich Althütten (Südufer = USM II; Nordufer = USM I) bis hin ins Waldstück NE Altenbach (Koord. 721.770/233.950) unmittelbar südlich der Randunterschiebung verfolgt werden. Im Rickentunnel wurde südlich der Randunterschiebung keine USM II angetroffen (HABICHT 1945 a).

Weiter im Osten sind westlich Hemberg (Atlasblatt Nesslau) innerhalb der subalpinen Molasse in analoger tektonischer Stellung (Gäbris-Zone; HABICHT 1945 a,b) wiederum USM-II-Schichten (u. a. «granitischer» Sandstein) aufgeschlossen (ZAUGG & LÖPFE 2011).

Weitere Aufschlüsse von USM II finden sich in der subalpinen Molasse des Atlasgebietes NW der Tanzboden-Überschiebung (HABICHT 1945 a) in der äussersten südöstlichen Kartengebietsecke. Aufschlüsse mit Kristallin führender bis bunter Nagelfluh finden sich jedoch erst auf dem Gebiet des östlich angrenzenden Atlasblattes Nesslau.

MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

NW angrenzend an die Randunterschiebung folgen am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse von SE nach NW die Schichten der Unteren Süsswassermolasse (USM), der Oberen Meeresmolasse (OMM) und der Oberen Süsswassermolasse (OSM). Aufgrund ihrer lithologischen Zusammensetzung gehören die ältesten USM-Schichten in der aufgerichteten Molasse der USM II (Aquitanien) an. Marine Sedimente der OMM finden sich nur im Westteil des Kartengebietes in Form eines schmalen Streifens. Sie keilen gegen Osten aus und werden von Schuttfächerablagerungen (Nagelfluh der Hörnli-Schüttung) lateral abgelöst. Wo die OMM nicht vorhanden ist, wird diese nicht weiter gliederbare Konglomeratabfolge als USM III bis OSM I (Burdigalien) zusammengefasst. Die Untereinheit USM III hat gemäss KEMPF et al. (1999) nur lokale bis regionale

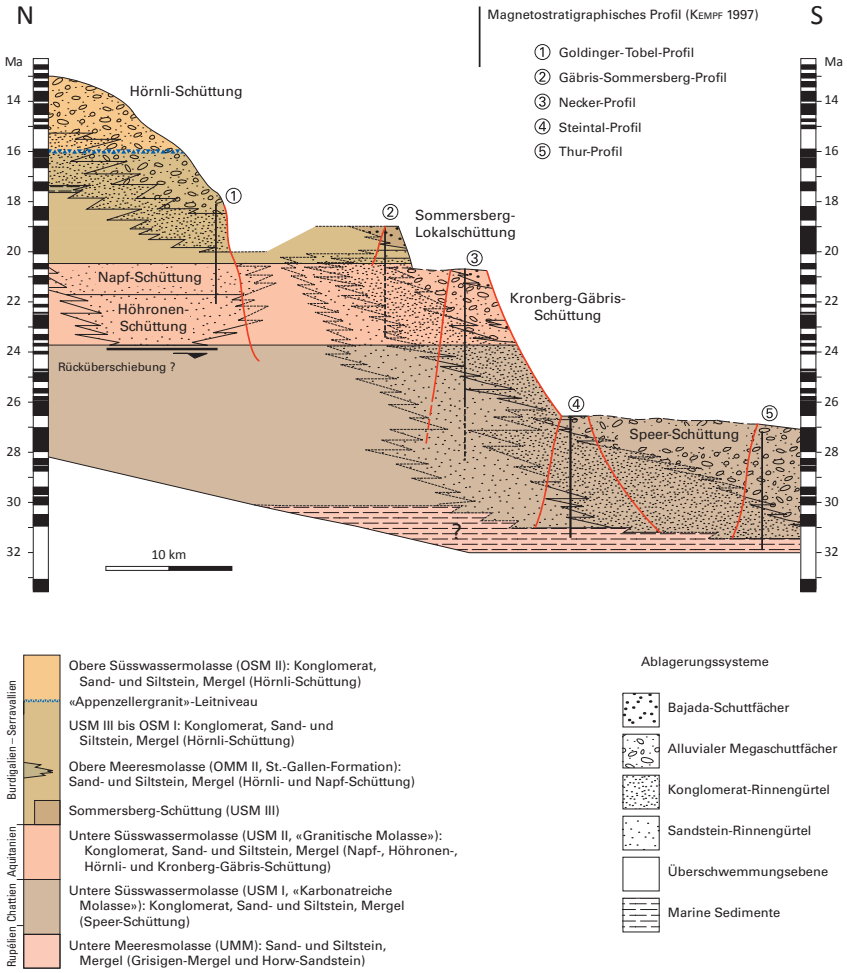


Fig. 4: Fazies- und Schüttungsverteilung im Querschnitt des Thurtals. Leicht modifiziert nach Kempf et al. (1999).

Verbreitung und korreliert zeitlich mit der älteren OMM der Zentralschweiz (ca. 20–19 Ma, Luzern-Formation, B. KELLER 1989) und der Abfolge am Sommersberg, Atlasblatt 23 Gais. Als lithologisch klar definierbare, jedoch diachrone Obergrenze der USM II diente jeweils das erstmalige Auftreten einer Konglomeratbank («Basisnagelfluh der Hörnli-Schüttung» von BÜCHI & WELTI 1951). Die von SW nach NE auskeilende OMM (Burdigalien) wurde lithofaziell abgegrenzt (marine Sandsteine), jedoch nicht weiter unterteilt. Weiter dient das «Appenzellergranit»-Leitniveau als Grenze zwischen OSM I (Burdigalien) und OSM II (Langhien – Serravallien). KEMPF et al. (1999) zogen diese Grenze noch etwas höher, oberhalb der jüngsten OMM-Schichten (Fig. 6). Somit werden am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse auf Atlasblatt Ricken folgende lithostratigraphische Einheiten ausgeschieden (KEMPF et al. 1999; s. a. Fig. 2):

- USM II «Granitische Molasse», Sand- und Siltstein sowie Mergel der Napf-, Höhronen- und Hörnli-Schüttung, seltener buntes Konglomerat (Aquitanien – Burdigalien)
- USM III bis OSM I: buntes Konglomerat, Sand- und Siltstein sowie Mergel der Hörnli-Schüttung (Burdigalien)
- OMM II: mariner Sandstein der Napf- und Hörnli-Schüttung (Burdigalien)
- «Appenzellergranit»-Leitniveau: Degersheimer Kalknagelfluh, Hüllistein-Konglomerat, Meilener Kalk (Langhien)
- OSM II: Kristallin führende bis bunte Konglomerate, Sand- und Siltstein sowie Mergel der Hörnli-Schüttung (Langhien – Serravallien)

Untere Süsswassermolasse

m_1 USM II («Granitische Molasse») (Aquitanien)

Die Schichtabfolge der aufgerichteten mittelländischen Molasse beginnt mit den an der Randunterschiebung tektonisch abgescherten und nach SE auf die subalpine Molasse rücküberschobenen Schichten der USM II. Die als «Granitische Molasse» (vgl. HABICHT 1987) bezeichnete Abfolge erreicht im Gebiet des Atlasblattes Ricken eine Mächtigkeit von rund 1700 m und endet gegen oben mit dem erstmaligen Auftreten von Konglomeratbänken.

Lithologie und Fazies

Die USM II der mittelländischen Molasse besteht aus einer Wechsellagerung von «granitischem» Sandstein (KAUFMANN 1860) und Mergel. Im Aufschluss dominieren die als Härtlinge herauswitternden Sandsteinrippen. Die Bezeichnung «granitisch» bezieht sich auf den hohen Gehalt an Quarz-, (roten) Feldspat- und Glimmerkomponenten sowie den geringen Anteil an Karbonat. Der meist sehr homogene graue mittelkörnige Sandstein wittert gelblichbraun bis grünlich an

und zerfällt dabei auf charakteristische Weise zu Sand. Am besten lässt sich die «Granitische Molasse» in den Bacheinschnitten der Ranzach und des Goldingerbzw. Aabachs (ab Neuhaus) sowie ganz besonders in den zahlreichen, meist aufgelassenen Steinbrüchen entlang des Hügelzugs Uznaberg – Bannwald – Chlosterwald – Oberwald südlich von Eschenbach beobachten. Im Steinbruch Lehholz östlich des Klosters Wurmsbach zeigt sich, wie sich im hauptsächlich homogen geschichteten und steil nach NW einfallenden Sandstein stellenweise resedimentiertes dunkelgrau-buntes mergeliges Molassegestein («Mergelgallen») einschaltet (vgl. Fig. 24). Es handelt sich dabei um bei Hochwasserer erodierte, feinkörnige Sedimente einer Überschwemmungsebene ausserhalb des Rinnengürtels, welche anschliessend resedimentiert wurden. An der scharfen erosiven Basis finden sich zuerst in ungeordneter Lagerung faust- bis fussgrosse Brocken aus graubeigem, dunkelbraunviolettem und kohligem Mergel. Gegen oben nimmt die Korngrösse des resedimentierten Materials rasch ab, und es bildet sich eine oft schräggeschichtete Wechsellagerung aus dunklem, mergeligem Material und dem helleren, grauen Rinnensandstein aus (Fig. 24).

TANNER (1944) und BÜCHI & WELTI (1951) scheiden im Goldinger bzw. Aabachtobel sowie entlang der Ranzach eine Schichtfolge bestehend aus einem Wechsel «rötlichviolett gefleckter, rotgefleckter und dunkelvioletter Mergel mit chlorit- und (?)glaukonitführenden Sandsteinen» aus. BÜCHI & WELTI (1951) sehen in dieser Zone die Ostgrenze des nachweisbaren Einflusses der Höhronen-Schüttung, was später anhand von Schwermineraluntersuchungen widerlegt wurde (KEMPF et al. 1999). Es handelt sich bei diesem mergelreichen Abschnitt in der obersten USM II wohl überwiegend um eine Überschwemmungsebenenfazies, welche nicht – wie von BÜCHI & WELTI (1951) und HABICHT (1987) vorgeschlagen – mit der rund 50 km entfernten, von RENZ (1937 b) als «Oberaquitane Mergelzone» bezeichneten Schichtabfolge in Verbindung gebracht werden muss. Diese Zone wird daher auf dem Atlasblatt Ricken nicht speziell ausgeschieden.

Im Rickentunnel wurde bis etwa Tunnelmeter 3,450 km ab dem Nordportal (ca. Kote 565 m ü. M.) «granitischer» Sandstein und zwei Konglomeratlagen der USM II durchörtert (KOPP 1937, HABICHT 1945 a). Nach dem Befundprofil entfallen dort je rund 50 % auf Sandstein und Mergel.

Die Aufschlussverhältnisse im NW-Abhang des Regelsteins (Bannwald) sind generell schlecht. Gute Einblicke in die Abfolge der USM II bietet hier das Rickentobel, das ungefähr parallel zum Schichtstreichen verläuft.

Bei Bildhus existiert eine Vielzahl von aufgelassenen Steinbrüchen in der USM II. Darin wurde der «Bildhauser Sandstein» (HEIM 1902) als Baustein gebrochen. Wichtige Abbaustellen dieses «granitischen» Sandsteins befinden sich auch nördlich Uznaberg (stillgelegt) sowie in den teils heute noch betriebenen Steinbrüchen Brand (südlich Eschenbach) und bei Bollingen/Oberbollingen («Bollinger Sandstein» oder «Bolgerstein», KAUFMANN 1860). Auch im untersten Aabachtobel (nördlich Brugg) finden sich am Sandsteinfelsen öfters Abbauspuren.

Im südlicheren, stratigraphisch tieferen Aufschlussbereich der USM II befindet sich an vier Stellen Kristallingerölle führender «granitischer» Sandstein, der eindeutig der Höhronen-Schüttung zugeordnet werden kann:

- Sunnenberg (Gemeindegrenze Schmerikon-Ernetschwil): «granitischer» Sandstein mit Lagen und Nestern aus Kristallingeröllen (Koord. 717.190/232.765)
- 500 m WSW Kloster Berg Sion (Ernetschwil): «granitischer» Sandstein mit Kristallingeröllen (HABICHT 1945 a, S. 3)
- ca. 1,5 km NW Regelstein (Cholwald, Wattwil): «granitischer» Sandstein mit einer Lage aus Kristallingeröllen (ca. Koord. 722.700/235.320)
- 2 km NNE Regelstein (südlich Ob. Büntberg, Wattwil): zwei Bänke aus Kristallingeröll führendem «granitischem» Sandstein (z.T. mit bunter Nagelfluh, ca. Koord. 724.580/236.225).

Sedimentpetrographie

FREI (1979) folgert aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen an zwei Sandsteinproben vom südlichen Rand der aufgerichteten mittelländischen Molasse im Gebiet Schmidberg (Atlasblatt Nesslau), dass gewisse «granitische» Sandsteine auch der radialen Kronberg-Gäbris-Schüttung entstammen können. Bereits RENZ (1937 b) kam zum analogen Schluss, dass neben der Höhronen-Schüttung auch die Gäbris-Schüttung am Aufbau der «Granitischen Molasse» der USM II (Aquitanien) beteiligt sei. KEMPF et al. (1999) schreiben analog zu früheren Autoren (z. B. FÜCHTBAUER 1964) die Herkunft des «granitischen» Sandsteins der USM II der axial nach Osten entwässernden Höhronen- und Napf-Schüttung zu (Fig. 4). Diese Schüttungen sind durch die Schwerminerale Zirkon und Apatit (Höhronen) sowie Epidot (Napf) und ihren geringen Karbonatanteil charakterisiert (s. a. Fig. 6 u. 23). Während im zentralen Gebiet des Atlasblattes Ricken die USM II also ausschliesslich der axialen Höhronen- und Napf-Schüttung entstammt, interferiert sie gegen Osten bereits mit den Sedimenten des karbonatreichen radialen Kronberg-Gäbris-Schuttfächers.

Fossilführung und Alter

Die USM II ist relativ fossilarm. STEHLIN (1914) erwähnt den Säugetierfund eines «Krallentieres» (*Chalicotherium wetzleri*) sowie eines nicht näher bestimmbaren Nashorns in einem heute aufgelassenen Steinbruch nördlich von Oberbollingen. Aufsehenerregend war der Fund eines nahezu vollständig erhaltenen Schädels eines Nashornartigen der Art *Diaceratherium lemanense* im südlich von Eschenbach gelegenen Steinbruch Brand (BÜRGIN et al. 2008, BECKER et al. 2009, Fig. 5).

Eine Kombination aus magnetostratigraphischen, biostratigraphischen und sedimentpetrographischen Untersuchungen ermöglicht eine Rekonstruktion der räumlich-zeitlichen Sedimentationsverhältnisse (KEMPF et al. 1997, 1999, Fig. 4). Demnach war die axiale Höhronen- und Napf-Schüttung im Aquitanien bis frühen Burdigalien (ca. 24 bis 20 Ma) aktiv. Die Obergrenze der USM II liegt demnach im frühesten Burdigalien, die Aquitanien/Burdigalien-Grenze gemäss litho-

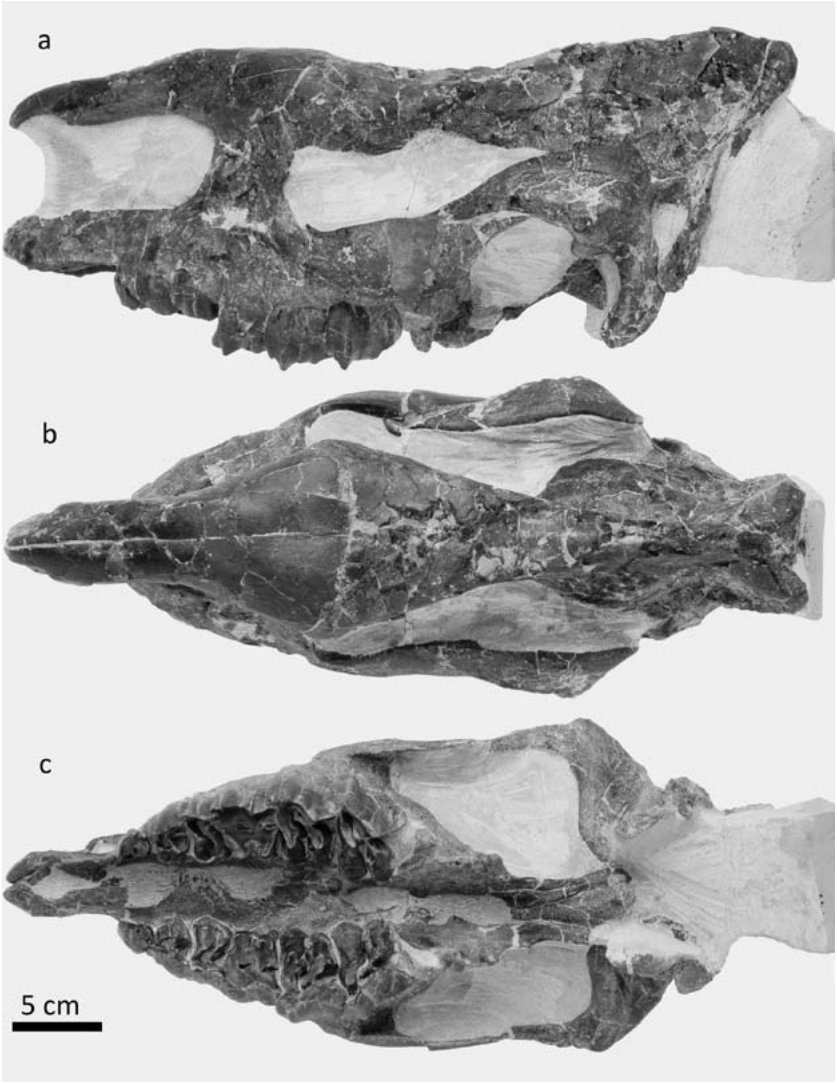
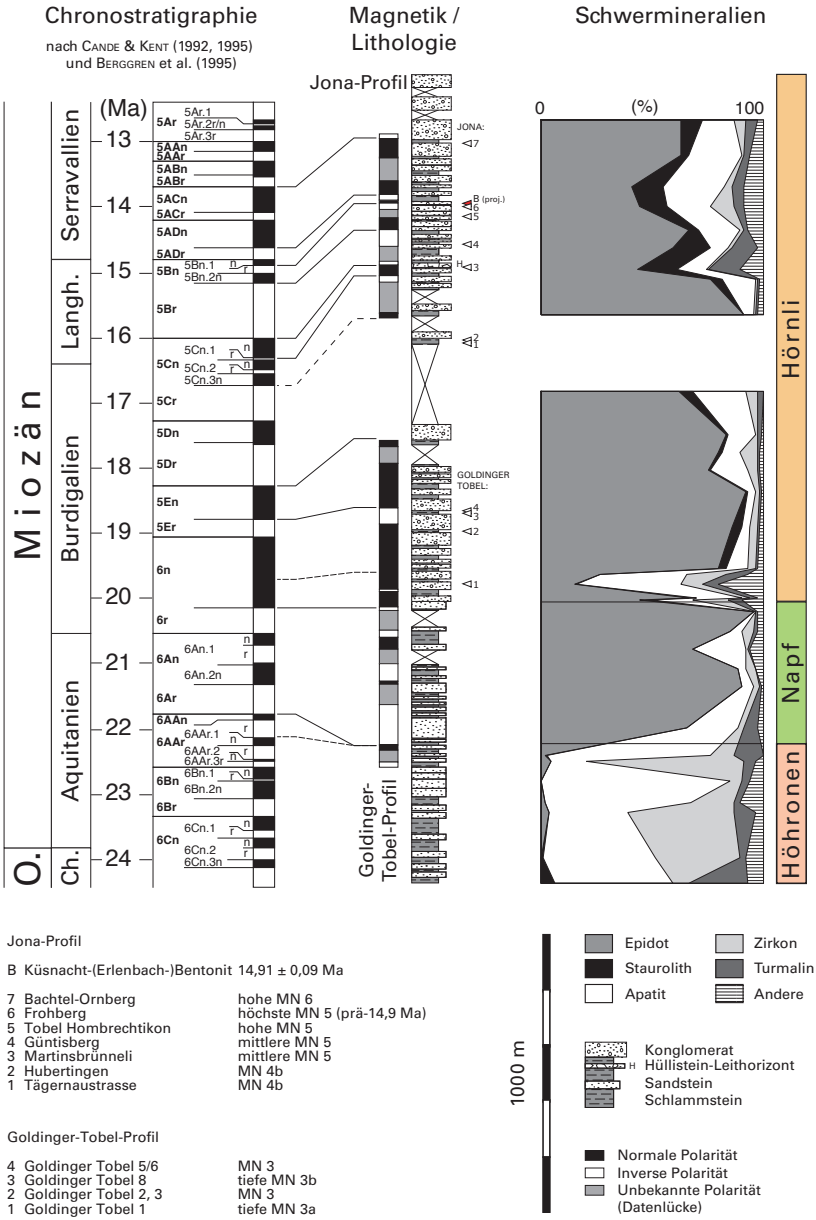


Fig. 5: Schädel des Nashornartigen *Diaceratherium lemanense* (POMEL, 1853) aus der «Granitischen Molasse» des Steinbruchs Brand bei Eschenbach. Koord. ca. 712.700/232.220. a: Schädel von der Seite (links), b: von oben, c: Schädel mit Oberkieferbezahnung von unten. Leicht verändert nach BECKER et al. (2009).



Jona-Profil

B Küsnacht-(Erlenbach-)Bentonit 14,91 ± 0,09 Ma

7	Bachtel-Ornberg	hohe MN 6
6	Frohberg	höchste MN 5 (prä-14,9 Ma)
5	Tobel Hombrechtikon	hohe MN 5
4	Güntisberg	mittlere MN 5
3	Martinsbrünneli	mittlere MN 5
2	Hubertingen	MN 4b
1	Tägernaustrasse	MN 4b

Goldinger-Tobel-Profil

4	Goldinger Tobel 5/6	MN 3
3	Goldinger Tobel 8	tiefe MN 3b
2	Goldinger Tobel 2, 3	MN 3
1	Goldinger Tobel 1	tiefe MN 3a

stratigraphischem Profil (KEMPF et al. 1997) ca. 120 m unterhalb der von SW nach NE verlaufenden ersten Konglomeratbank (= Obergrenze USM II) im Goldinger Tobel. Der Einfachheit halber wird für die «Granitische Molasse» jedoch nur aquitanes Alter angegeben.

m_{2-4} USM III bis OSM I (Burdigalien)

Bei der von BÜCHI (1957) als «Basiszone der OSM» und von HOTTINGER et al. (1970) als «Lichtensteiger Schichten» bezeichneten Abfolge handelt es sich um den ältesten Teil der Sedimente des Hörnli-Schuttfächers. Die genannten beiden Autoren zählten jedoch den ihrer Ansicht nach zur OMM bzw. zum «Oberaquitanien» gehörenden, untersten Konglomeratabschnitt bis zur Obergrenze der USM II («Granitische Molasse») noch nicht dazu.

Als Untergrenze der Abfolge wird hier neu jeweils die (von SE her kommende) erste Konglomeratbank («Basisnagelfluh der Hörnli-Schüttung» von BÜCHI & WELTI 1951) definiert, welche als die Basis der Hörnli-Schüttung angesehen wird. Die Nagelfluhbänke lassen sich nicht lückenlos verfolgen und verzahnen sich teilweise mit dem Sandstein der USM II, sind also diachron.

Da es sich trotz der dazwischengeschalteten marinen Transgression im südwestlichen Bereich (OMM) um ein und denselben Schuttfächer mit gleichem Liefergebiet handelt und sich eine (rein zeitliche) Unterteilung in USM III und OSM I im Schüttungszentrum mangels geeigneter Leithorizonte (oder Fossilfundstellen) nicht durchführen lässt, werden die beiden Einheiten auf dem Atlasblatt Ricken zusammengefasst und einheitlich dargestellt (Fig. 2). Dort, wo OMM-Schichten vorhanden sind, kann angenommen werden, dass es sich im Liegenden um USM-III- und im Hangenden um OSM-I-Schichten handelt. USM III bis OSM I erreichen auf dem Atlasblatt Ricken zusammen eine Mächtigkeit zwischen 1400 m (Goldinger Tobel) und 1600 m (Thurtal).

Lithologie und Fazies

Während im Schüttungszentrum (NE-Teil, Thurtal) Konglomeratbänke mit bis zu 90% (BÜCHI & WELTI 1951) Anteil überwiegen (Faziesassoziation H 1 gemäss BÜRGISSER 1980), tritt der Nagelfluhanteil in Richtung SW (gegen den Schuttfächerrand hin, östlich Rüti) gegenüber den dazwischengeschalteten Sandstein- und Mergellagen immer deutlicher zurück (bis 30%, BÜCHI 1958 b). Das Ablagerungsmilieu ist durchwegs fluvioterrestrisch. Vereinzelt finden sich Wetterkalkbänke (z. B. im Wattwiler Dorfbach) und kohlige Horizonte (z. B. Abbaugebiet

Fig. 6: Magneto- und biostratigraphische Korrelation der Profile Jona und Goldinger Tobel mit der magnetischen Polaritätszeitskala (MPTS) und den europäischen MN-Säugetiereinheiten. Zusätzlich ist das Schwermineralspektrum der Profile angegeben. Verändert nach KEMPF et al. 1999.



Fig. 7: Konglomeratlage (Bunte Nagelfluh, USM III bis OSM I) mit scharfem Kontakt über massivem Sandstein. Lokalität Ober Tägernau, Koord. ca. 708.840/233.360. Bildbreite ca. 1 m. Foto D. Kälin 2012.

Echeltschwil, s. Kap. Rohstoffe). An zwei Stellen wurde Sandstein kartiert, der dem Typ «Knauersandstein» (Hörnli-Schüttung) entspricht: beim Ausgang des Wattwiler Dorfbachtobels bei Koord. 724.880/240.570 und nördlich oberhalb des Schmidenbachs bei Koord. 724.970/241.080.

Sedimentpetrographie

Der Übergang von der axialen Höhronen- und Napf-Schüttung zur radialen Hörnli-Schüttung macht sich (mit Ausnahme der Basis) durch einen erhöhten Karbonatanteil (Kalzit, Dolomit) sowie durch eine zunehmende Dominanz von Epidot und Staurolith gegenüber den zurücktretenden Zirkon und Turmalin im Schwermineralspektrum bemerkbar (HOTTINGER et al. 1970, FÜCHTBAUER 1964, KEMPF et al. 1999, Fig. 6).

In der Zusammensetzung der Nagelfluhgerölle überwiegen karbonatische Sedimente der ostalpinen, penninischen und helvetischen Decken (Kalk, Dolomit). Der Anteil an Kristallinkomponenten (Ostalpin, Penninikum) bewegt sich zwischen 15 und 24 %, wobei dieser an der Basis am höchsten ist (TANNER 1944, HABICHT 1987). HOTTINGER et al. (1970) bezeichnete die Konglomerate als bunte Dolomit-Kalknagelfluh.

Fossilführung und Alter

Die wichtigsten Fundstellen von Säugetierresten, die eine biostratigraphische Einstufung (European Neogene mammal units, MN-Einheiten) der USM III bis OSM I zulassen, befinden sich im Goldinger Tobel (BOLLIGER 1992, 1996, KÄLIN

1997) sowie an der Tägernaustrasse (Koord. 706.125/232.360, Atlasblatt Stäfa) und bei Hubertingen (Koord. 713.920/235.360). Die Fundstelle Goldinger Tobel 8 (Koord. 716.090/234.630) umfasst ca. 900 Einzelzähne; sie wurde aufgrund ihrer Reichhaltigkeit und Diversität sowie ihrer Lage in einem magnetostratigraphischen Profil zur schweizerischen Referenzfauna für den älteren Teil von MN3b gewählt (KÄLIN 1997). Altersmässig entspricht ihr die Säugerfundstelle Wattwil-Dorfbachtobel 5 (Atlasblatt Nesslau).

Östlich von Wattwil befindet sich die Grabungsstelle Risi (Werk- und Schau-Geotop Risi, Koord. 724.915/240.610), wo ca. 1000, z.T. hervorragend erhaltene Pflanzenreste (u.a. Blüte eines Kampferbaumes und ein Kelchrest einer Kakipflanze) sowie vereinzelt auch Tierfunde (u.a. eine Vogelfeder) freigelegt wurden (BÜRGIN et al. 2004, HANTKE et al. 2005; Fig. 8). Bemerkenswert sind auch die Pflanzenfunde von KYBURZ (1968) v.a. entlang des Lattenbachs (nördlich Eschenbach).

Gemäss magnetostratigraphischen Untersuchungen im Goldinger Tobel, entlang der Jona und am Hörnli und deren Korrelation mit sedimentpetrographischen und biostratigraphischen Daten (KEMPF et al. 1997) war die Hörnli-Schüttung als jüngstes System des östlichen Molassebeckens ca. zwischen 20 und 13 Ma aktiv (Fig. 4). Die Untergrenze der USM III liegt demnach im frühen Burdigalien, bei ca. 20 Ma, die Obergrenze der OSM I beim «Appenzellergranit»-Leitniveau, welches mittels magnetostratigraphischer Korrelation auf ca. 16 Ma datiert wurde (Grenzbereich Burdigalien/Langhien, KEMPF et al. 1997, Fig. 6).

Obere Meeresmolasse

m_3 Obere Meeresmolasse (OMM II, St.-Gallen-Formation) (Burdigalien)

Die Kartierung der marinen Ablagerungen basiert grösstenteils auf der Diplomkartierung von BOLLIGER (1987) und eigenen Feldbefunden. Die marinen Sedimente erreichen im Gebiet von Atlasblatt Ricken eine Mächtigkeit von max. 30 m, keilen gegen NE zwischen Bodenholz und Salen nördlich Bürg aus und werden durch fluvioterrestrische Ablagerungen der Hörnli-Schüttung ersetzt. Gemäss B. KELLER (1989) und BOLLIGER et al. (1995) sowie J. Jost (schriftl. Mitt.) gehören diese Sedimente zum jüngeren Anteil der OMM (OMM II, St.-Gallen-Formation).

Lithologie und Fazies

Die Sedimentabfolge ist schlecht aufgeschlossen. BOLLIGER et al. (1995) beschreiben anhand lithologischer Profile aus Baugruben und mit Hilfe einzelner natürlicher Aufschlüsse eine von Profil zu Profil unterschiedliche Sequenz aus Sandstein, plattigem Siltstein und Mergel. Lokal treten auch gezeitenbeeinflusster Silt- und Feinsandstein mit Feinschichtung, Rippelmarken und mit Gerölllagen an der Basis auf (Transgressionskonglomerat). Im Aufschluss unterscheiden sich die marinen Sedimente neben dem Fossilinhalt durch ihre typische eintönige grau-



grünliche Farbe von den auffallend rot-bunt gefärbten Mergel- und Sandsteinlagen der terrestrischen Süsswassermolasse. In einem kleinen Bachaufschluss nördlich Bürg (Bodenholz, Koord. 713.892/234.625) sind Deltaablagerungen mit gut erhaltenen Fore- und Bottomsets zu beobachten, welche auf eine Wassertiefe von weniger als 10 m schliessen lassen (BOLLIGER et al. 1995). Rippelmarken und Vogelspuren deuten auf einen intertidalen Faziesbereich (Wattebene) hin. B. KELLER (1989) spricht von einer «Fazies-Assoziation sublitoraler Buchten (Wellen- und flussdominierte Ablagerungen interdeltaischer Buchten und Delta-Buchten, teilweise mit schwachem Gezeiteneinfluss)» und zeichnet eine paläogeographische Situation zur Zeit der Ablagerung der St.-Gallen-Formation in einer Bucht zwischen dem Napf- und dem Hörnli-Schuttfächer bzw. -Delta. Gemäss S. Schlanke (in HANTKE et al. 2009 b) wird die Herkunft der OMM-Sedimente aufgrund des Gesamtkarbonatgehaltes jedoch vollumfänglich dem Hörnli-Schuttfächer zugesprochen.

Fossilführung und Alter

Der vielfältige Fossilinhalt der marinen Sedimente bestätigt den küstennahen und flachmarinen Ablagerungsraum (BOLLIGER 1987, BOLLIGER et al. 1995). In diversen Aufschlüssen fanden sich neben zahlreichen Mollusken (Muscheln und Schnecken) auch Hai- und Rochenzähne sowie Foraminiferen, Bryozoen, Seeigel, Krabben und Krebse. Zudem sind Spurenfossilien wie Wühlspuren, Frassgänge und Wohnbauten vielerorts zu beobachten.

Die marine Phase im Westteil des Gebietes von Atlasblatt Ricken war wohl nur von relativ kurzer Dauer. Unter Berücksichtigung biostratigraphischer Daten (Säugerfundstellen Hubertingen und Goldinger Tobel 8) aus der hangenden bzw. liegenden USM III bis OSM I fand diese wahrscheinlich innerhalb der Säugerzone MN4 statt (KEMPF et al. 1997). Eine radiometrische Datierung an Pectinidenschalen ergab ein Alter von rund 18–18,5 Ma (B. KELLER 1989, BOLLIGER 1992).

Obere Süsswassermolasse

m_{4A} OSM II, «Appenzellergranit»-Leitniveau (Langhien)

Das max. ca. 8 m mächtige «Appenzellergranit»-Leitniveau, auch Hüllistein-Leitniveau genannt (ESCHER VON DER LINTH & MOUSSON 1862), stellt einen isochronen Leithorizont im proximalen Hörnli-Schuttfächer dar. Das Leitniveau dient hier zur Unterteilung der OSM in OSM I und OSM II, da es über weite Strecken durch den Ablagerungsraum des Hörnli-Schuttfächers aufgrund fazieller Kriterien

Fig. 8: Pflanzenfund aus Mergellage (Geotop Risi bei Wattwil). Links: Blatt eines Kampferbaums (*Cinnamomum* sp.), Länge 8,5 cm. Rechts: Blatt eines Baumwürgers (*Berchemia* sp.). Foto: U. Oberli (aus BÜRGIN et al. 2004).

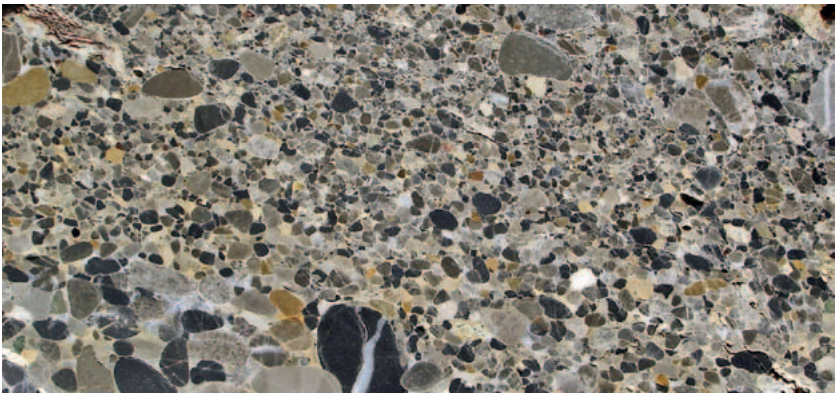


Fig. 9: Anschliff des «Appenzellergranit»-Leitniveaus (Hüllistein-Konglomerat) der Lokalität Dietzikon, Koord. 713.665/236.255. Bildbreite 13 cm. Foto D. Kälin 2012.

in eindeutiger Weise identifiziert bzw. rekonstruiert werden kann. Die Basis des «Appenzellergranit»-Leitniveaus wird dabei als Basis der OSM II betrachtet. Es stellt ein wichtiges Schichtglied dar, welches einem einmaligen Ereignis zugeordnet wird (BÜCHI & WELTI 1950, PAVONI 1956, HOTTINGER et al. 1970, BÜRGISSER 1980). Der ältere, etwas irreführende und trotzdem eingebürgerte Name des «Appenzellergranit»-Leitniveaus bezieht sich auf dessen hohe Festigkeit und somit auf die Eignung des Gesteins als Baustein. Er wurde in diversen Steinbrüchen wie beispielsweise in Schachen bei Herisau (Kanton Appenzell Ausserrhoden) abgebaut.

Lithologie und Fazies

Das Leitniveau besteht, ähnlich wie die übrigen Sedimentgesteine der Hörnli-Schüttung, aus Konglomerat, Sandstein und Kalk, jedoch unterscheiden sich diese in diversen Punkten von der «normalen» Hörnlinagelfluh-Fazies (BÜRGISSER 1980). Die Gesteine des Leitniveaus zeichnen sich aus durch:

- eine hohe Festigkeit durch kalkiges Bindemittel (Zementierung mit Kalkschlamm),
- Geröllspektren, bei denen dunkle Kalke und Dolomite (obere Trias der ostalpinen Decken) dominieren (Fig. 9), Flysch-, Quarz- und Kristallinkomponenten jedoch weitgehend fehlen,
- matrixgestützte, z.T. feinkörnige Konglomerate und Feinbrekzien,
- eckige Karbonatkomponenten,
- Gradierung sowie
- gebankte laminierte Kalke (Kalkarenite, -lutite).

	«Appenzellergranit»-Leitniveau			
	Meilener Kalk	Degersheim-Konglomerat	Hüllistein-Konglomerat	Abtwil-Konglomerat
Gesteinstyp	dolomitischer Kalk	Konglomerat, z.T. geröllführender Kalk	Konglomerat, Sandstein	Konglomerat, z.T. Sandstein
Geometrie	gebankt, flächenhaft	mehrere flächenhafte Bänke	20–50 m breite Rinnenfüllungen in Meilener Kalk	über 100 m breite Rinnenfüllungen
Gefüge	feinblättrige, durch Wühlgefüge gestörte Wechsellagerung, Kreuzlamination, Trockenrisse	Bänke ungeschichtet	angedeutet horizontal und schräggeschichtete Einheiten	angedeutet horizontal und schräggeschichtete Einheiten
Gradierung	einige Laminae normal gradiert	ungradiert oder invers (Basis) oder/und normal gradiert	ungradiert	ungradiert
max. Korngrösse	Mittelsand	< 50 mm	< 70 mm	< 110 mm
Matrix		< Silt	Feinsand	Fein- bis Mittelsand
Komponenten		kornunterstützt, z.T. matrixunterstützt	kornunterstützt	kornunterstützt
Geröllrundung		schlecht bis fehlend	schlecht bis gut	schlecht bis gut
Typusprofil (Lectostratotyp)	N Station Sihlbrugg ZH	Steintal W Wattwil SG	Hüllistein SW Rüti ZH	Abtwil SG

Fig. 10: Charakterisierung der vier innerhalb des «Appenzellergranit»-Leitniveaus auftretenden Lithofazies (nach BÜRGISSER 1980).

BÜRGISSER (1980) unterscheidet anhand von zahlreichen Profilaufnahmen vier Fazies, die sich lateral überlagern und als lithostratigraphische Einheiten nach ihrer geographischen Verbreitung (Abbaugebiete) benannt werden (Fig. 10).

Verbreitung

Zwischen dem nördlichen Kartengebietsrand und dem Goldinger Tobel ist das Degersheim-Konglomerat vorherrschend. Das Abtwil-Konglomerat, welches sein Hauptverbreitungsgebiet weiter NE ausserhalb des Kartengebiets hat, ist stellenweise in das typischerweise brekziöse Degersheim-Konglomerat (besser: Degersheim-Brekzie, HABICHT 1987) rinnenförmig eingeschnitten. SW des Goldinger Tobels wird letzteres vom Hüllistein-Konglomerat mit generell besser gerundeten Geröllkomponenten abgelöst, welches wiederum gegen SW in die Fazies des Meilener Kalks durch ausgeprägte Rinnenstrukturen hinein erodiert ist. Über das gesamte Verbreitungsgebiet kann das Leitniveau infolge Erosion teilweise oder ganz durch bunte Nagelfluh der «normalen» Hörnli-Schüttung ersetzt

sein. Seine leichte Identifikation und grosse Verbreitung erlauben es, das Leitniveau auf der Karte flächig darzustellen. An den folgenden Stellen ist das Leitniveau auf dem Gebiet des Atlasblattes Ricken besonders gut aufgeschlossen:

- Dachsegg-Tannenboden (Gemeinden Rüti und Wald ZH): Das Leitniveau bildet hier eine Schichtstufe, welche z.T. im Geomorphologischen Inventar des Kantons Zürich eingetragen ist. NW Dachsegg quert ein Bach das Leitniveau über einen kleinen Wasserfall.
- Laupen-Diezikon (Gemeinde Wald ZH): Das Hüllistein-Konglomerat wurde hier in mehreren Steinbrüchen («Laupner Stein») abgebaut. Die aufgeschlossenen Schichtflächen weisen zudem schöne Verkarstungsphänomene auf. Auch der liegende Meilener Kalk kann hier beobachtet werden.

Während das Leitniveau im Goldinger Tobel von teils mächtigen quartären Ablagerungen überdeckt ist (Ausnahme: Aufschluss bei Koord. 716.900/237.900), erscheint es entlang des Wanderweges auf dem Grat des Atzmännigs wiederum eindrucksvoll. Bei Hinder Rotstein ist das Leitniveau zusammen mit den liegenden und hangenden Konglomeraten der normalen Hörnli-Schüttung schichtparallel nach NW abgerutscht und findet sich verstreut als Blockschutt in der dadurch entstandenen Bergsturzmasse wieder. Im Anrissgebiet kann das Leitniveau (hier: Degersheim-Konglomerat) als deutlich herauswitternde Bank gut verfolgt werden. Dank Flur- und Wanderwegen gut zugänglich ist die gleiche Bank aus Degersheim-Konglomerat im hintersten Wattwiler Steintal zwischen Rumpf und dem Geiss-Chopf.

Vor dem Wattwiler Gemeindehaus wurde im Jahr 1976 auf Initiative des Botanikers Heinz Oberli eine Gruppe von Blöcken aus Degersheim-Konglomerat aufgestellt, welche aus dem ebenfalls gut aufgeschlossenen Gebiet zwischen Schuflenberg und Stämisegg (Gemeinde Krinau) stammen und sehr schön ausgebildete Karren aufweisen.

Wie eingangs erwähnt, wurden aufgrund der hohen Festigkeit im Gebiet des Atlasblattes Ricken vor allem das Degersheim- und das Hüllistein-Konglomerat in diversen Steinbrüchen abgebaut (v.a. bei Laupen ZH, eine kleinere Abbaustelle wird auch bei Rumpf im hinteren Steintal vermutet). Das im Anschliff ästhetisch ansprechende Degersheim-Konglomerat wurde beispielsweise im Jahr 1687 für den Bau des Westportals der Klosterkirche Fischingen (Atlasblatt Hörnli, DE QUERVAIN 1983–1985) verwendet.

Fossilführung und Alter

Das fossilfreie Leitniveau konnte anhand von Kleinsäugerfundstellen im unmittelbar Liegenden bei Hüllistein und beim Martinsbrünneli (BÜRGISSER et al. 1983, Atlasblatt Stäfa) biostratigraphisch datiert werden. Die beiden Faunen liegen im mittleren MN 5 (KÄLIN & KEMPF 2009), das magnetostratigraphisch ermittelte Alter liegt bei rund 16 Ma (KEMPF et al. 1997, s.a. Fig. 6).

Ablagerungsmilieu und Entstehung

Während BÜCHI & WELTI (1950) davon ausgingen, dass das Degersheim-Konglomerat und der Meilener Kalk sowie Teile des Hüllistein- und des Abtwil-Konglomerats das Resultat eines einzelnen, katastrophalen Murgangs infolge Auslaufens eines durch einen Bergsturz gestauten inneralpinen Sees war, postuliert BÜRGISSER (1980) mehrere kurz aufeinander folgende Murgänge (Schlammströme), die infolge Weitertransports des feinkörnigen Materials aus einem Bergsturz am damaligen Alpenrand entstanden. Dabei war das Ablagerungsmilieu teils terrestrisch, teils lakustrisch. Beim Abtwil-Konglomerat handelt es sich demnach um ein fluviatiles Rinnensediment mit einem Anteil an aufgearbeitetem Bergsturzmaterial. Das Hüllistein-Konglomerat besteht ebenfalls aus durch Flusstransport aufgearbeitetem Bergsturzmaterial, wurde jedoch hauptsächlich lakustrisch abgelagert, und zwar in mehreren Phasen während und nach der Ablagerung des Meilener Kalkes. Das Material des in einem ausgedehnten See sedimentierten Meilener Kalkes besteht aus feinem detritischem Schlamm (Kalkarenit bis -lutit), welches der Matrix des Degersheim-Konglomerates ähnlich ist.

m_4 **OSM II** (Langhien – Serravallien)

Lithologie und Fazies

Eine lithofazielle Unterteilung der OSM, wie sie BÜCHI (1957), PAVONI (1957) oder auch HOTTINGER et al. (1970) vornahmen (z.B. «Krinauer-», «Öhninger-», «Tösswald-», «Hörnligubel-» und «Hörnligipfel-Schichten»), ist mangels kartierbarer Einheiten im monotonen, hauptsächlich durch eine Wechsellagerung von Konglomerat, Mergel und seltener auch Sandstein aufgebauten proximalen Hörnli-Schuttfächer im Gebiet von Atlasblatt Ricken nicht durchführbar. BÜRGISSER (1980) teilt den tieferen Abschnitt der OSM (ca. bis «Appenzellergranit»-Leitniveau) zwischen Wattwil und dem Atzmännig der Faziesassoziation H1 (Konglomerat-Assoziation) zu. Während der Ablagerung des mittleren Abschnitts der OSM (bis ca. 200–300 m über dem «Appenzellergranit»-Leitniveau) tritt diese Assoziation bis ungefähr in die Region des Rickenpasses zurück und wird gegen Westen von der Faziesassoziation H2 (Konglomerat/Mergel-Assoziation) abgelöst. Im höchsten Abschnitt nehmen wiederum die Konglomerate der Assoziation H1 überhand und erstrecken sich praktisch über den gesamten Nordrand des Kartengebietes. H. Bürgissers dritte Faziesassoziation H3 (Sandstein/Mergel-Assoziation) kommt im Ablagerungsgebiet des proximalen Hörnli-Schuttfächers (Atlasblatt Ricken) nicht vor. Diese Faziesassoziationen sind im Feld kaum scharf voneinander abzugrenzen, weshalb auch auf eine solche Unterteilung im Gebiet des Atlasblattes Ricken verzichtet wurde. Hingegen ist das Zurücktreten der Konglomeratbänke zugunsten der Mergel generell gegen Westen und im Speziellen im Gebiet westlich des Bachtels gut zu beobachten.

Die beiden Assoziationen H1 und H2 werden als Sedimente sich rasch verlagernder, vorwiegend Kies führender Rinnen verzweigter Flüsse interpretiert, wobei in der Assoziation H2 die Flussrinnen über eine längere Zeit örtlich stabil blieben, sodass sich ausserhalb der Rinnen tonig-siltige und feinsandige Überschwemmungssedimente akkumulieren konnten. Eine detailliertere Unterteilung der OSM-Sedimente in sedimentäre Architekturelemente wird in KELLER (1992) beschrieben.

Sedimentpetrographie

Gemäss HOTTINGER et al. (1970) beträgt der Kristallinanteil (Gerölle ostalpiner und penninischer Herkunft, z.B. rote u. grüne Granite, Ophiolithe) in den Konglomeraten unmittelbar über dem «Appenzellergranit»-Leitniveau noch >10% (bunte Kalk-Dolomitnagelfluh) und nimmt bis zu den höchsten Schichten am Hörnli bis auf 5% ab (kristallinführende bzw. kristallinarme Dolomit-Kalknagelfluh). Da es aufgrund von Feldbefunden schwierig ist, eine Abgrenzung zwischen bunter Nagelfluh (>10%) und Kristallin führender Nagelfluh (>10%) festzulegen (auch wegen der komplexen, kaum auf weite Distanzen verfolgbaren Ausbisslinie der Konglomeratbänke sowie aufgrund des Zurücktretens der Konglomeratbänke gegen SW) werden im Gebiet von Atlasblatt Ricken sämtliche Konglomeratbänke der OSM II als Kristallin führend (5–10%) im Sinne von RENZ (1937b) bezeichnet und entsprechend dargestellt. Während in den tieferen Schichten die Karbonatgerölle fast ausschliesslich ostalpiner oder penninischer Herkunft sind, treten in den höheren Schichten vermehrt Gerölle auch aus den helvetischen Decken (Sedimente der Frühen Kreide wie z.B. Schrattenkalk, LEUPOLD et al. 1942) auf.

Das Schwermineralspektrum in der OSM II zeigt neben dem etwas zurücktretenden, aber immer noch dominierenden Epidot einen erhöhten Anteil an Schwermineralen metamorpher Herkunft (Staurolith, Topas und Andalusit, KEMPF et al. 1999). BÜCHI & HOFMANN (1964) interpretieren die in Spuren vorkommenden Schwerminerale Magnetit, Apatit, Titanit und ?Melanit in zwei sandigen Tonsteinen beim Atzmännig (Koord. 718.850/237.650) und Chrüzegg (Koord. 719.575/239.710) als Einstreuungen von vulkanischer Asche.

Fossilführung und Alter

Leithorizonte wie Bentonite, die eine radiometrische Datierung zulassen und im distaleren Bereich des Hörnli-Schuttfächers zur zeitlichen Gliederung der OSM herangezogen werden (vgl. GUBLER 2009), konnten im Gebiet des Atlasblattes Ricken nicht nachgewiesen werden. Diese wurden vermutlich kurz nach ihrer Ablagerung durch die zahlreichen Flussrinnen bereits wieder erodiert.

Die jüngsten Ablagerungen der OSM II sind im Gebiet von Atlasblatt Ricken auf den Gipfeln des Bachtels, des Hüttchopfs und auf dem Dägelsberg zu suchen. Eine Säugerfossilfundstelle am Ornberg, ca. 250 m unterhalb des Bachtelgipfels,

wurde in den oberen Abschnitt der Säugereinheit MN 6 eingeordnet (KEMPF et al. 1997). Die Langhien/Serravallien-Grenze kann anhand weiterer Säugerfundstellen (BOLLIGER 1992) nochmals rund 200 m tiefer, im Gebiet Breitenmatt – Blattenbach, angenommen werden. Im Gebiet von Atlasblatt Ricken beträgt die Mächtigkeit der OSM II max. ca. 750 m.

QUARTÄR

Pleistozän

?Frühes – Mittleres Pleistozän

q_m Moräne (Till) älterer Vergletscherungen

Im Gebiet von Atlasblatt Ricken sind im Raum Schmerikon – Uznach – Ernetschwil – Kaltbrunn und Eschenbach in verschiedenen Höhenlagen ältere Moränen aufgeschlossen. Sie sind weder gleichaltrig, noch kann ihnen ein bestimmtes Alter zugewiesen werden. Sie werden als Moräne älterer Vergletscherungen (q_m) zusammengefasst. Sie sind wahrscheinlich jünger als Frühes Pleistozän.

Die markante Geländeterrasse beim Südportal des Uznaberg-Strassentunnels in Schmerikon (ca. 420 – 425 m ü. M.) ist im Kern aus kompakter Grundmoräne aufgebaut und wird als Moräne einer älteren Vergletscherung interpretiert. Sie wird von einer Moräne der Letzten Eiszeit (inkl. Moränenwall und randglazialer Entwässerungsrinne) überdeckt.

Der Unter-Buechwald-Schotter nördlich Uznach lagert auf einer älteren Moräne, die im Steilhang zum Ernetschwilerbach (Koord. 716.500/232.210) hinunter an mehreren Stellen aufgeschlossen ist (z. B. am Forstweg bei Koord. ca. 717.000/232.180). Dieses Moränenvorkommen lagert über dem Oberkirch-Seebodenlehm und ist jünger als die Moräne im Liegenden der Schieferkohleabfolge entlang des Ernetschwilerbachtobels.

Die Schieferkohleabfolge wird auf der orographisch linken Seite des Ernetschwilerbachtobels im Abschnitt Böllenberg bis zur Bachverzweigung nach Mettlen durchgehend von einer älteren Moräne unterlagert. Die ältere Moräne lagert immer direkt auf dem Molassefels; nur an einer Stelle (Koord. 718.020/232.600) folgt die Schieferkohle direkt über der Felsoberfläche. Dieselbe Moräne wurde auch weiter östlich in einer Bohrung im Kiesabbaugebiet Haslen angetroffen (WELTEN 1988).

Östlich von Uznach ist an einer Bachuferböschung im Liegenden des Oberkirch-Seebodenlehms bei Hasenweid (Koord. 718.290/231.490, ca. 435 m ü. M.) eine stark verkittete, «splittartige» (eckige Komponenten) Grobsand-Feinkies-Lage aufgeschlossen, die als ältere Moräne interpretiert wird (SCHINDLER 2004).

Im untersten Giegentobel ist im Liegenden der Schieferkohleabfolge ältere Moräne aufgeschlossen, die direkt auf dem Molassefels lagert. Entgegen den Ansichten von JEANNET (1923) und SCHINDLER (2004) wurden jedoch keine Hinweise auf eine ältere Moräne zwischen dem Günterstall-Schotter und der Schieferkohleabfolge gefunden. An folgenden Stellen ist ältere Moräne im Giegentobel gut aufgeschlossen:

- Waldseitige Böschung neben dem Fussweg westlich des Giegenbachs von ca. Koord. 720.570/231.000 an auf einer Länge von rund 200 m in Richtung Norden.
- Im Gerinne des Giegenbachs oberhalb der Nagelfluhbank bei Pkt. 500.
- Bei Port (SW Gommiswald) nimmt die Mächtigkeit der älteren Moräne im Liegenden des Gublen-Schotters zu (vgl. auch Bohrungen im Kiesabbaugebiet Eichholz).
- Zwischen Schottenhalden und Obermüli (NE Kaltbrunn) im Bachgerinne.

Im Hofmülibachtobel südlich Häbligen ist in der markanten, spitzen Bachschlaufe im Liegenden des Gublen-Schotters ältere Moräne aufgeschlossen (Koord. 717.650/233.270). Im Bahneinschnitt zum Südportal des Rickentunnels war ebenfalls ältere Moräne aufgeschlossen (JEANNET 1923); heute ist sie nicht mehr zugänglich.

Im Aatal bei Neuhaus ist im Hangenden wie auch im Liegenden des dem mittleren Pleistozän zugeordneten Aatal-Seebodenlehms ($\mathbf{q_{SLA}}$) sehr dicht gelagerte Moräne zu beobachten.

In diversen Erdsondenbohrungen wurde in tieferen Lagen Moräne durchbohrt, die älteren Moränen entsprechen könnte. Andernorts ist es im Aufschluss kaum möglich, ältere Moräne von Moränen der Letzten Eiszeit zu unterscheiden.

$\mathbf{q_{sR}}$ Rossgaden-Schotter

Der Gipfel des Regelsteins ragt mit 1315,1 m ü. M. rund 100 m über das Eisniveau der Letzten Vergletscherung (KELLER 2005 a). 150 m SSW des Regulasteins (= Schrattenkalk-Findling mit Kreuz) steht im Liegenden der Regelstein-Moräne in einem kleinen Bachbett zwischen 1240–1250 m ü. M. ein stark verkitteter Schotter an (Koord. 723.770/234.100). Der Rossgaden-Schotter ist kleingeröllig und gut sortiert. Die Gerölle sind kantengerundet, Kleinkomponenten sind eckig. Es dominieren sedimentäre Komponenten. Der Rossgaden-Schotter führt auch weisse Gangquarze, klare Quarze, Hornsteine (Cherts) und untergeordnet auch vereinzelt granitische Komponenten. Auffallend ist seine kompakt zementierte und beige gefärbte Sandmatrix. Es handelt sich wohl um einen gletschernah gebildeten Schotter. Der Rossgaden-Schotter sieht dem Ritteren-Schotter auf Blatt Nesslau ähnlich (ZAUGG & LÖPFE 2011), der dort auf ca. 1130–1160 m ü. M., d. h. topographisch rund 100 m tiefer als der Rossgaden-Schotter, liegt.

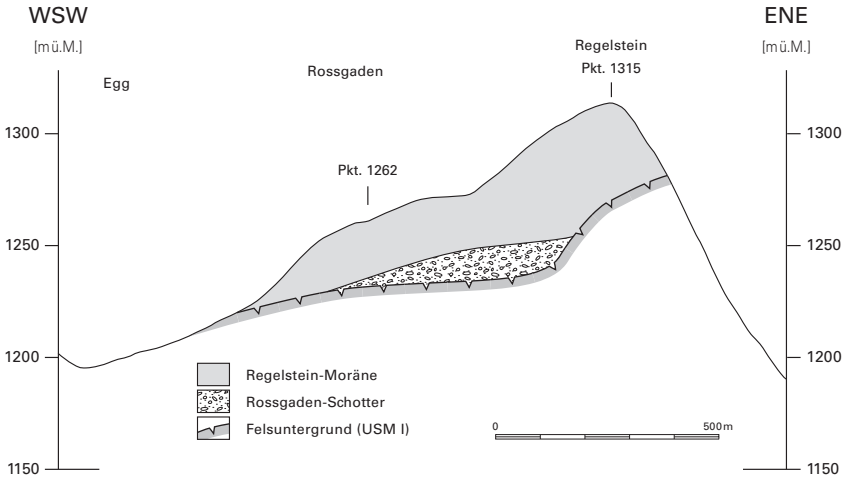


Fig. 11: Quartärgeologisches Profil Egg – Regelstein, 5-fach überhöht.

Der Rossgaden-Schotter ist nur an einer einzigen Stelle kleinflächig aufgeschlossen. Nach den Aufschlussverhältnissen um den Regelsteingipfel und aufgrund von Vernässungsstellen und mehreren Quellwasseraustritten (gefasste Quellen) nördlich Rossgaden füllt der Rossgaden-Schotter auf einer maximalen Breite von ca. 400 m eine ca. SSE–NNW verlaufende Halbrinne aus. Diese ist nach Westen offen und gegen Osten durch hoch liegenden Fels begrenzt (Fig. 11).

Die beige Färbung des Rossgaden-Schotters wird als ein Verwitterungsphänomen gedeutet. Wegen der Höhenlage (>1240 m ü. M.) könnte der Rossgaden-Schotter ein frühpleistozänes Alter aufweisen. WEBER (1934) stellt den Rossgaden-Schotter («horizontal gelagerte Schotter in Wechsellagerung mit Sandschichten») zu den Höheren Deckenschottern analog den Deckenschottern am Irchel.

Mittleres Pleistozän

q_{sO} Oberricken-Schotter

In einem Bachbett bei Oberricken (Koord. 720.130/237.210) südlich des Tweralpspitzes ist auf ca. 920–940 m ü. M. unter der dort bis auf 1000 m ü. M. hinauf reichenden Moräne der Letzten Eiszeit (Linth-Rheingletscher) ein schräggeschichteter, verkitteter Kies aufgeschlossen. Es handelt sich um einen gut abgestuften, meist korngestützten Kies mit hellbeiger sandig-siltiger Matrix. Die Gerölle sind kantengerundet bis gerundet, die kleineren oftmals auch eckig. Bei den Kompo-

nenten überwiegen karbonatische Sedimente (Kalke, Dolomite), vor allem bei den kleineren Geröllen finden sich aber auch granitische Komponenten, Gangquarze (meist eckig) und vereinzelt Hornsteine. Allgemein erinnert die Zusammensetzung des Schotters an eine typische Nagelfluh der Hörnli-Schüttung. Viele, vor allem grössere Gerölle weisen die für Nagelfluhgerölle typischen Drucklösungsstellen auf. Es dürfte sich somit um einen lokalen, vermutlich randglazialen Schotter, evtl. vermischt mit glazialem Hangschutt, handeln. Auffallend sind die oftmals stark verwitterten, löchrigen Geröllkomponenten sowie die ausgesprochen gute Zementierung des Schotters. Die altersmässige Einordnung dieses lokalen Vorkommens gestaltet sich schwierig; der Oberricken-Schotter wird von uns ins frühe Mittelpleistozän gestellt.

q_{sHa} Haslentobel-Schotter (Deltaablagerungen in Felsrinne)

Der Haslentobel-Schotter ist SE Ernetschwil an zwei Stellen unmittelbar im Liegenden der Schieferkohleabfolge am Westende des Hügelzugs Haslen im Ernetschwilerbach (lokal als Haslentobel bezeichnet) und in einem Seitentobel in Richtung Mettlen gut aufgeschlossen. Die Obergrenze des Schotters befindet sich im Seitentobel nach Mettlen auf ca. 525 m ü. M. und steigt gegen Norden im Ernetschwilerbachtobel auf ca. 535 m ü. M. an. Der Haslentobel-Schotter lagert in einer Felsrinne, was im Ernetschwilerbach bei Koord. 718.400/232.565 (im Westen) und Koord. 718.840/232.730 (im Osten) im Aufschluss eindeutig festzustellen ist. Wenig oberhalb des Westrandes befindet sich auf Bachniveau zudem ein Grundwasseraufstoss. Der Tiefgang der Felsrinne ist nicht bekannt. In der 31 m tiefen Bohrung Mettlen-Haslen (Koord. 718.530/232.570, 542 m ü. M., WELTEN 1988) lagern ca. auf Kote 525 m Holz- und Rindenreste auf einer Schicht, die WELTEN (1988) als «Moräne, moränenartige Ablagerung» beschreibt und die nach unserem Feldbefund dem Haslentobel-Schotter entspräche. Die Bohrung endet in einer «Moräne» (ältere Moräne q_m). Der Fels liegt hier tiefer als ca. 510 m ü. M.

Der Haslentobel-Schotter besteht in typischer Deltaschichtung aus grauem verkittetem Schotter, sehr dicht gelagertem bzw. ebenfalls verkittetem Sand, z.T. auch aus Silt. Im Seitentobel nach Mettlen stösst der Haslentobel-Schotter im Westen lateral an ältere Moräne. Die gegenseitige Lagebeziehung ist nicht eindeutig. Der hier stark sandige Haslentobel-Schotter ist eher kaltzeitlich geprägt mit moränenartigen Lagen, Dropstones und gestauchter Schichtung. Dies entgegen der Deutung des Haslentobel-Schotters als warmzeitliche Bildung: SCHINDLER (2004) korreliert den Haslentobel-Schotter mit dem warmzeitlichen Günterstall-Schotter. In der genannten Bohrung von WELTEN 1988 (Bohrung 6 in Profil 4, Taf. II) wurde das Pollenprofil nur bis ca. 18,5 m Tiefe, also rund 1 m in die «moränenartige Ablagerung» im Liegenden der Schieferkohleabfolge hinein gezeichnet. Bis Bohrmeter 30 waren alle sechs Proben in der «moränenartigen Ablagerung» (= Haslentobel-Schotter) pollenfrei.

Im Gebiet des Haslentobels und im Seitentobel in Richtung Mettlen lagert die warmzeitliche Schieferkohleabfolge stets direkt auf dem Haslentobel-Schotter. Es fehlen hier trennende Moränenschichten wie auch Verwitterungserscheinungen. Im Haslentobel (SE-Seite) folgt der jüngere Gublen-Schotter direkt auf den Haslentobel-Schotter, ohne zwischengelagerte Schieferkohle. JEANNET (1923) beschreibt südlich von Haslen (früher Mettlen) einen vertikalen Brunnenschacht, der im Liegenden der Schieferkohle bis 38 m Tiefe hauptsächlich Sand mit vereinzelten Kieslagern führte. Die Lage des Brunnens ist nicht genau bekannt, hingegen wurde hier wohl bis ca. Kote 520 m kein Fels nachgewiesen, was A. Jeannet als Hinweis auf einen alten Talverlauf deutete.

Zwei isolierte Aufschlüsse südlich von Mettlen (Koord. 718.990/232.380, ca. 540 m ü. M., grauer, dicht gelagerter Sand) und südlich von Häblingen im Hofmülibach-Tobel (Koord. 717.615/233.290, ca. 540 m ü. M., Schotter im Liegenden einer älteren Moräne bzw. des Gublen-Schotters) ermöglichen es, das ehemalige Verbreitungsgebiet des Haslentobel-Schotters weiter zu erfassen. Demnach kann eine max. 400–500 m breite Felsrinne (evtl. eine ehemalige randglaziale Entwässerungsrinne) von Ernetschwil nach St. Gallenkappel postuliert werden, in welcher der Haslentobel-Schotter wohl in einem kaltzeitlichen Stausee abgelagert wurde. Möglicherweise befindet sich unterhalb Ernetschwil ein Kulminationspunkt (>520 m ü. M.) der Haslentobel-Schotterrinne. Sowohl die Schieferkohleabfolge als auch der Gublen-Schotter überlagern den Haslentobel-Schotter diskordant und erosiv. Im Hebeltobel (Abschnitt des Ranzachtobels ESE St. Gallenkappel) lagert auf Kote ca. 520 m ü. M. verkitteter Gublen-Schotter direkt dem Molassefels auf. Der Ablagerungsraum des Gublen-Schotters folgte der älteren Rinnenstruktur des Haslentobel-Schotters und hat diesen z.T. bis auf die Felsoberfläche ausgeräumt.

q_{SLA} Aatal-Seebodenlehm

Die horizontal geschichteten, stark vorbelasteten und in der Sandfraktion z.T. verkitteten tonig-siltig-sandigen kaltzeitlichen Seeablagerungen sind einzig im Tobel des Goldinger Bachs bei Aabach auf ca. 465 m ü. M. einsehbar. Sie liegen dort, wenig über der unterliegenden Felsoberfläche (USM II), einer Moräne auf. An der Basis weisen die Seeablagerungen Kieskomponenten auf, welche gegen oben zurücktreten. Im Dach werden die Seeablagerungen von einer wenig weiter nördlich ebenfalls gut aufgeschlossenen, älteren Grundmoräne (q_m) überlagert. Die Aufschlussverhältnisse in der unmittelbar östlich angrenzenden ehemaligen (heute vollständig verfüllten) Kiesgrube konnten mangels Angaben nicht rekonstruiert werden, sodass über die Lagerungsverhältnisse zu den darüber liegenden, jüngeren Ablagerungen (evtl.Haslentobel-Schotter, Gublen-Schotter) keine Informationen vorliegen. Gegen Westen wurde der dicht gelagerte Aatal-Seebodenlehm ungefähr auf gleicher Höhenlage in diversen Bohrungen angetroffen. Auch



Fig. 12: Aatal-Seebodenlehm am Ostufer des Aabachs, Koord. 714.560/233.280. Die Höhe des Aufschlusses beträgt ca. 2 m. Foto R. Löpfe 2012.

die Seeablagerungen, die in der Kiesgrube bei Mettlen südlich Eschenbach die Basis des dort abgebauten Eschenbach-Schotters und -Sandes bilden, werden dem Aatal-Seebodenlehm zugeordnet. Die Ablagerungen sind somit älter als der ebenfalls kaltzeitliche Eschenbach-Schotter und -Sand.

q_{sE} **Eschenbach-Schotter und -Sande** (kaltzeitliche Deltaablagerungen)

Der Deltaschotter und -Sand von Eschenbach erstreckt sich vom Uetenberg im Westen über Bruggenfeld, wo er die nördliche Flanke der spät- bis postglazialen Entwässerungsrinne von Unterfeld – Rüeggenschlee – Wagen bildet, zum Hügel bei Mettlen – Blessmüli SE Eschenbach im Osten. Inwieweit der Eschenbach-Schotter und -Sand sich weiter gegen Osten unter den jüngeren Talfüllungen (postglaziale Schotter) des Gebietes Herrenweg – Aatal ausdehnt, ist anhand der vorhanden Bohrbefunde nicht eindeutig festzustellen. Der Eschenbach-Schotter und -Sand liegt im Osten dem Aatal-Seebodenlehm, im Westen und Süden vermutlich direkt dem Molassefels auf. Im Osten zieht der Schotter auf ca. 490 m ü. M.

unter die Schieferkohleabfolge von Uetenberg (s.a. BAUMBERGER 1923), während sich dies im NE aufgrund der Bedeckung jüngerer Ablagerungen (v.a. durch letzteiszeitliche Moräne) nicht feststellen lässt. Im Hügel bei Blessmüli-Mettlen wird der Eschenbach-Schotter und -Sand auf ca. 480 m ü.M. erosiv abgeschnitten und taucht gegen NE unter die darüber liegenden, jüngeren Halden-Seeablagerungen ab (in der dortigen Kiesgrube gut zu beobachten und durch Bohrungen belegt). Die Mächtigkeit der Schotter und Sande beträgt mindestens 30 m.

Der Eschenbach-Schotter und -Sand ist aus einer Kies-Sand-Wechsellagerung aufgebaut mit den für Deltaablagerungen typischen und deutlich ausgebildeten Merkmalen wie Schrägschichtung (Foresets mit ca. 10° nach Norden einfallend) und gradierter Schichtung. Der Sandanteil – gut sortierter Mittel- bis Grobsand mit auffallend wenigen Feinanteilen – ist relativ hoch und verleiht dem Eschenbach-Schotter und -Sand eine dunkle, braungraue Farbe. Die Gerölle sind gut sortiert, gut gerundet mit meist kugeligem Habitus. Gemäss einer Geröllzählung (KLÄY 1969) haben 80 % der ausgezählten Gerölle (>20 mm) einen Durchmesser zwischen 30 und 74 mm. Der Anteil an Kristallingeröllen beträgt 5 %. Die Sedimentgerölle bestehen zum grössten Teil aus grauen Kalken und Sandkalken (total 40 %) sowie aus Verrucano (14 %). Vor allem die kiesigen Schichten sind lagenweise, vereinzelt auch «blockweise», verkittet. Die Kieslagen führen lokal Grundwasser, das die typischen rostfarbenen Eisen- und Manganausfällungen hinterlässt. An den senkrechten Wänden der Kiesgruben bei Mettlen können eindrückliche glazialtektonische Strukturen wie Stauchfalten und Brüche beobachtet werden (Fig. 13).

q_{SLO} Oberkirch-Seebodenlehm

Der Oberkirch-Seebodenlehm ist zwischen Kaltbrunn und Uznach nördlich Grafenau – Rotfarb und Dattikon bis auf Kote 468 m ü.M. (SCHINDLER 2004) hinauf weit verbreitet, aber äusserst schlecht aufgeschlossen. Bei Oberkirch durchquert die Bahnlinie Oberkirch-Seebodenlehm in einem ca. 10 m tiefen Einschnitt, dessen Böschungen überwachsen sind und heute keine Aufschlüsse mehr bieten. Unmittelbar nördlich des Bahneinschnitts befindet sich eine 78 m tiefe Bohrung mit Pollenprofil (Bohrung Oberkirch in WELTEN 1988, Bohrung «Welten 4» in Taf. II), welche nach Pollenbefunden bis 19 m (Kote 450 m ü.M.) warmzeitlichen Oberkirch-Seebodenlehm (Holstein-1-Interglazial) über älterer Moräne (19 m bis 73 m, «Mindel-Eiszeit» nach WELTEN 1988) zeigt.

Indirekt kann das Verbreitungsgebiet des Oberkirch-Seebodenlehms auch anhand der für ihn typischen Erdfälle (Einsturztrichter) nachgezeichnet werden (vgl. geologische Karte in SCHINDLER 2004). Während der Aufnahme des Kartenblatts fand sich hingegen kein einziger Erdfall im Verbreitungsgebiet des Oberkirch-Seebodenlehms. Erdfälle werden heute nach Auskunft von Landwirten üblicherweise schnell wieder mit Aushubmaterial verfüllt.



Fig. 13: Glazialtektonische Strukturen im Eschenbach-Schotter- und -Sand in der Kiesgrube Mettlen-Süd (Koord. 712.345/232.635). Die Aufschlusshöhe beträgt ca. 15 m. Foto R. Löpfe 2009.

Der Oberkirch-Seebodenlehm war zum Zeitpunkt der Kartierung einzig in einem kleinen, bewaldeten und etwas verrutschten Bacheinschnitt ca. 300 m WNW des Bahnhofs Kaltbrunn zwischen 460–470 m ü. M. aufgeschlossen. Es handelt sich um einen grauen tonigen Silt, der beige anwittert. Oberhalb dieses Aufschlusses kann in der Uferböschung auf ca. 480 m ü. M. ein Schieferkohle führender Horizont beobachtet werden, der bereits zur hangenden Schieferkohleabfolge zählt.

Nördlich Unter Buechwald und Dachsegg steht entlang des Ernetschwilerbachs und im Bach zwischen Böllenberg und Dachsegg punktuell grauer toniger Silt an, der dem Oberkirch-Seebodenlehm zugewiesen wird. Bei Unter Buechwald wird der tonige Silt von älterer Moräne überdeckt; bei Dachsegg lagert die Schieferkohleabfolge direkt auf Oberkirch-Seebodenlehm.

Im Gebiet Bifang–Dachsegg besteht der Baugrund nach Auskunft von ortskundigen Personen aus grauem bis blaugrauem Lehm, was auf den hier untief anstehenden Oberkirch-Seebodenlehm schliessen lässt.

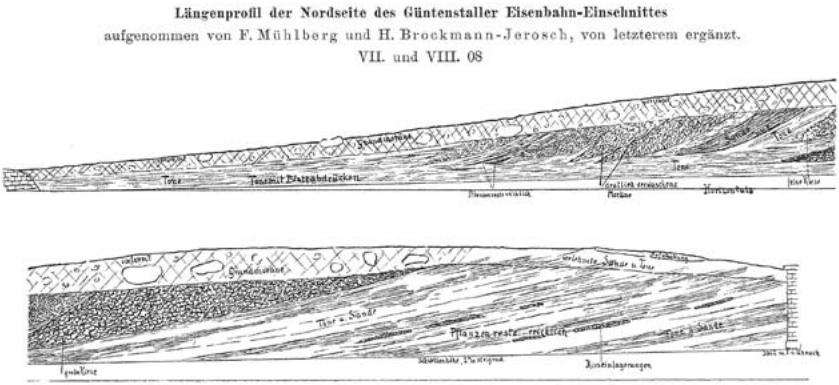


Fig. 14: Aufschlussskizze des Günterstall-Schotters entlang der Nordseite des Günterstaller Eisenbahneinschnittes (aus BROCKMANN-JEROSCH 1910).

$q_{sGü}$ Günterstall-Schotter (warmzeitlich)

Die Typlokalität des Günterstall-Schotters befindet sich im Bahneinschnitt unmittelbar östlich des Bahnhofs Kaltbrunn. Der Aufschluss ist heute vollständig überdeckt und verwachsen. Die damaligen Aufschlussverhältnisse sind in BROCKMANN-JEROSCH (1910, S. 27) wiedergegeben (Fig. 14). Unter einer lehmigen Grundmoräne lagern gegen SW schräggeschichteter Ton, Sand und grober Kies, die Pflanzenreste führen. Der Günterstall-Schotter stellt somit warmzeitliche Delta-Ablagerungen dar. Eingangs des Giegentobels ist der schräggeschichtete, grobkörnige Günterstall-Schotter im bewaldeten Steilhang nördlich oberhalb der Eisenbahnbrücke aufgeschlossen.

Moränenartige Kieseinlagerungen gemäss Fig. 14 deuten wir heute als Murgangablagerungen. Eine vergleichbare Groblage konnte auf der rechten Seite des vordersten Giegentobels auf ca. Kote 510 m ü. M. bis hinter die erste Tobelbiegung bei ca. Koord. 720.650/231.330 verfolgt werden. Sie belegt, dass der Günterstall-Schotter aus einem alten, präexistenten Giegentobel geschüttet wurde (SCHINDLER 2004). Dieses musste vollständig mit Moräne des Linth-Rheingletschers älterer Vergletscherungen verfüllt gewesen sein, da der Günterstall-Schotter überwiegend alpine Gerölle führt. Im Liegenden der oben erwähnten Groblage folgen wenige Meter mächtiger grauer Sand und toniger Silt, die schliesslich einer älteren Moräne aufliegen. Alte Moräne steht u. a. auch im Einschnitt beim Südportal des Rickentunnels an (JEANNET 1923, SCHINDLER 2004).

Der Günterstall-Schotter wurde in einen Restsee über die Ablagerungen des Oberkirch-Seebodenlehms geschüttet und leitet – entgegen der Ansicht von SCHINDLER (2004) – nahtlos in die Schieferkohleabfolge von Kaltbrunn – Uznach

über (max. Höhenlage bei ca. 500 m ü. M.). Er präsentiert sich in der Umgebung von Kaltbrunn an den folgenden Stellen (typischerweise mit Deltaschichtung):

- Aufgelassene Kiesgrube SW Schottenhalden (Koord. 720.650/230.900)
- Aufgelassene Kiesgrube nördlich Obermüli (Koord. 720.600/230.780)
- Aufgelassene Kiesgrube südlich Obermüli (Koord. 720.680/230.630)
- Schotteraufschluss westlich Loch (Koord. 720.770/230.550)

Der östlichste Aufschluss des Günterstall-Schotters liegt südlich Ruediweid (Koord. 721.190/230.280) und der westlichste nördlich Günterstall (Koord. 720.150/231.170), allenfalls sogar nördlich Fuchsbüel (Koord. 719.100/231.470, schlecht aufgeschlossen). Höher liegender Kies wird der Schieferkohleabfolge ($\mathbf{q_{SLT}}$) zugewiesen und als Bachschuttablagerungen bzw. Flussrinnenablagerungen interpretiert.

q_{SLT} Warmzeitliche Tone mit Schieferkohle (vom Gletscher überfahren)

Die Verbreitung der Schieferkohle und deren ehemaligen Abbaustellen (im Tagbau und in bis zu 300 m langen Stollen) wurden im Gebiet Kaltbrunn – Uznach durch JEANNET (1923) und in Eschenbach durch BAUMBERGER (1923) detailliert beschrieben. SCHINDLER (2004) beschreibt den «Schichtstoss mit Schieferkohle» im Kontext der quartärgeschichtlichen Entwicklung im Linthgebiet zwischen Walensee und dem Zürcher Obersee eingehend und versucht, die in der früheren Literatur teils widersprüchlich diskutierten Alterseinordnungen neu zu interpretieren. Demnach sind die Schieferkohle führenden Schichten aufgrund von Pollenuntersuchungen während des Interglazials von Meikirch zwischen der Vorletzten Vergletscherung («Riss 2») und der Zweiten Grossen Vergletscherung («Riss 1», vgl. Fig. 15) abgelagert worden (Holstein 1 und 2 gemäss WELTEN 1988). Funde von *Pterocarya* sp. [kaukasische Flügelnuss] im Oberkirch-Seebodenlehm (WELTEN 1988), die eine noch ältere Warmzeit anzeigen (?Thalgut), interpretiert SCHINDLER (2004) als aufgearbeitetes Material aus einer älteren Schicht. Dazu gehört nach seiner Interpretation auch der Günterstall-Schotter. Gemäss unseren Befunden ist der Günterstall-Schotter jedoch mit der Schieferkohleabfolge vergesellschaftet.

Zum besseren Verständnis wurden in Fig. 15 die beiden Grossen Vergletscherungen nummeriert, was bei SCHLÜCHTER & KELLY (2000) nicht der Fall ist. Zusätzlich wurde die heute gültige Quartärstratigraphie von GRAF (2009) aufgeführt.

Schieferkohleabfolge im Gebiet Kaltbrunn – Uznach

Im Gebiet von Atlasblatt Ricken wurden alle im Zeitraum der Feldarbeit erkannten Schieferkohleaufschlüsse eingetragen. Zudem sind die grösseren, im Tagebau erfolgten ehemaligen Schieferkohleabbaustellen gemäss JEANNET (1923) auf der Karte vermerkt. Die Schieferkohleabfolge ist im Gelände schlecht oder nur in schwer begehbarem, steilem und bewaldetem Gelände (z. B. unteres Giegentobel) aufgeschlossen. Innerhalb des Verbreitungsgebietes der Schieferkohle fin-

Ältere Literatur	Welten (1982, 1988)	Schlüchter & Kelly (2000), ergänzt	Graf (2009)
Postglazial	Postglazial	Nacheiszeit	
Würm-Eiszeit	Turicum 1–6 (Würm)	Letzte Vergletscherung	Birrfeld-Eiszeit
Spätglazial	Spätglazial	Spätglazial (14.6–11.5 ka BP)	
Hochwürm	Turicum 6	Hauptvorstoss (28–14.6 ka BP)	Birmenstorf-Vergletscherung (LGM)
Mittelwürm	Turicum 4–5	Interstadialkomplex von Gossau (60–28 ka BP)	
Frühwürm	Turicum 1–3	Frühzeit Letzte Vergletscherung (115–60 ka BP)	Hombrechtikon-Vergletscherung
Riss-Würm-Interglazial (Eem)	Eem	Eem sensu Welten	Interglazial
Riss-Eiszeit 2	Riss-Eiszeit	Vorletzte Vergletscherung	Beringen-Eiszeit
Riss-1-Riss-2-Interglazial	? Holstein 2 ohne *Pterocarya*	Holstein sensu Welten von Meikirch	Interglazial
Riss-Eiszeit 1	? Kaltphase	Zweite Grosse Vergletscherung (um 350 ka BP)	Hagenholz-Eiszeit
Mindel-Riss-Interglazial (Holstein)	Holstein mit *Pterocarya*	Holstein sensu Welten mit *Pterocarya*	Interglazial
Mindel-Eiszeit	Mindel-Eiszeit	Erste Grosse Vergletscherung	Habsburg-Eiszeit

Fig. 15: Korrelationsschema der Altersbezeichnungen im Mittleren und Späten Pleistozän (aus Schindler 2004, ergänzt mit Graf 2009).

den sich in den Bächen oft umgelagerte schwarze Schieferkohleschollen (Dimension der Schollen: bis mehrere Quadratdezimeter). In der offenen Flur beschränken sich die Aufschlüsse auf lateral eng begrenzte Schieferkohleflözchen, die unter der Grasnarbe anstehen, auf Auswurfmaterial in Maulwurfhügeln und im Wald u. a. auf Fuchs- und Dachsbauten (z. B. am Wanderweg bei Koord. 718.210/232.515). Gute Aufschlussverhältnisse finden sich in Bachgerinnen und an steilen Uferböschungen. Es finden sich meist cm- bis dm-dünne Flöze. Die Schieferkohle ist im erdfeuchten Zustand leicht biegsam. Flach gequetschte inkohlte Äste ragen oft in Uferböschungen rippenartig aus der umgebenden, dicht gelagerten Matrix hervor. Ein mächtiges Schieferkohleflöz mit vielen Ästen ist im Bachtobel zwischen Schottenhalden und Obermüli (NE Kaltbrunn) aufgeschlossen (Koord. 720.820/230.830, ca. 505–510 m ü. M.). Der nordwestlichste Aufschluss eines isolierten Schieferkohleflözes liegt NW Neumühli auf Kote 520 m (Koord. 717.330/232.540); die südöstlichsten Vorkommen befinden sich im Bachgerinne westlich Rietwis (Koord. 721.160/230.730, ca. 540 m ü. M.) und führen neben Astresten auch flachgedrückte, bis 10 cm lange inkohlte Tannenzapfen (Fig. 16).

Untergrenze der Schieferkohleabfolge

Die Schieferkohleabfolge lagert konkordant auf dem Oberkirch-Seebodenlehm. In der Bohrung «Welten 3» (Koord. 718.655/231.625, 492,7 m ü. M.) befindet sich die Basis der Schieferkohleabfolge auf Kote 468 m ü. M. (Welten 1988,

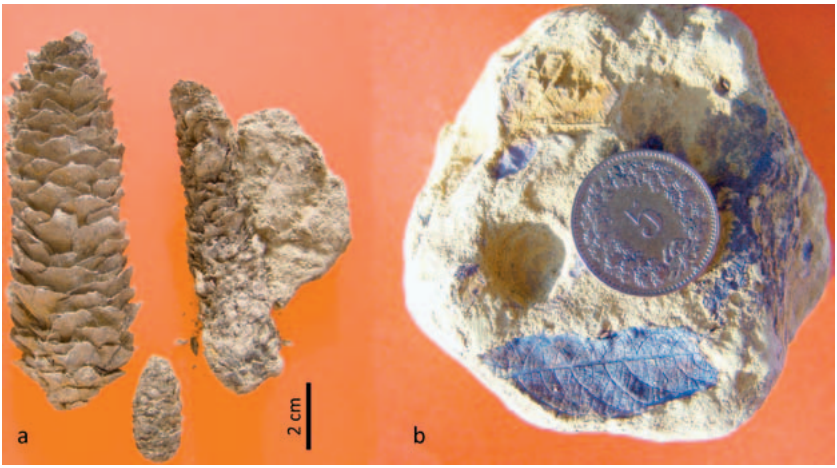


Fig. 16: a: Funde von Tannenzapfen aus der Schieferkohleabfolge im Bachgerinne westlich Rietwis (NE Kaltbrunn, Koord. 721.160/230.730). b: Blattabdruck in Konkretion aus der Schieferkohleabfolge bei Dachsegg, nördlich Uznach (Koord. 717.700/232.100). Beide Fotos A. Zaugg 2010.

SCHINDLER 2004). Die Schieferkohleabfolge im Gebiet Dachsegg (NE Uznach) folgt ca. auf 470–485 m ü. M. direkt über dem Oberkirch-Seebodenlehm. Die Untergrenze der Schieferkohleabfolge steigt demnach generell von SW nach NE an. Am Südhang des Ernetschwilerbachs lagert die Schieferkohleabfolge auf ca. 490 m ü. M. auf alter Moräne und steigt tobelaufwärts SW Ernetschwil (Haslentobel) bis auf Kote 535 m ü. M. an. Hier steht im Bachbett ein Schieferkohleflöz an, das unmittelbar über dem Haslentobel-Schotter liegt. Unterhalb Port (unterstes Giegentobel) lagert die Schieferkohleabfolge ca. auf 550–560 m ü. M. direkt auf alter Moräne, was mit Bohrbefunden im westlich angrenzenden Kiesabbaugebiet Eichholz (Gommiswald) gut übereinstimmt (WYSSLING AG 1995).

Eine Abtrennung des Günterstall-Schotters von der darüber folgenden Schieferkohleabfolge wurde wie erwähnt nicht vorgenommen, weil dazwischen keine trennende ältere Moräne erkennbar ist.

Obergrenze der Schieferkohleabfolge

Nach Feldbefunden folgt über der Schieferkohleabfolge entweder der Gublen-Schotter oder letzteiszeitliche Moräne. Die Basis des hangenden Gublen-Schotters steigt von SW nach NE von ca. 505 m ü. M. (Kiesgrube Gublen) bis 550 m ü. M. (Bachtobel 300 m SW Kirche Ernetschwil) bzw. in den Bohrungen des Kiesabbaugebietes Eichholz (südlich Gommiswald) bis auf 564 m ü. M. an. Anhand von kleinen Schneckenschalenfunden in einem steilen Rinnsal westlich

Chirnen (unteres Giegentobel bei Koord. 720.710/231.670) können die warmzeitlichen Ablagerungen hier bis auf ca. 580 m ü. M. verfolgt werden.

Die vertikale Verbreitung der warmzeitlichen Schieferkohleabfolge ist somit im Gebiet Kaltbrunn – Uznach von 468 m ü. M. bis ca. 580 m ü. M., d. h. über rund 110 Höhenmeter nachgewiesen.

Lithologie und Fazies

Die Hauptmasse der Schieferkohleabfolge besteht aus lehmigen Schichten mit unterschiedlichen Anteilen an Sand, Silt und Ton, die ursprünglich in einer sumpfigen Ebene mit Bach- und Flussläufen, Tümpeln und Seen abgelagert wurden (SCHINDLER 2004). Typisch sind die beige Färbung der Schichten und, infolge glazialer Vorbelastung, eine sehr hohe Lagerungsdichte.

Neben schwarzen Schieferkohleflözen finden sich in der Schieferkohleabfolge auch Einschaltungen von dicht gelagerten, teils verkitteten Sand- bzw. Kieshorizonten. Östlich Kaltbrunn (nördlich Loch) sind Kieslagen häufig anzutreffen und zeigen z. B. bei Koord. 721.050/230.720, 510 – 520 m ü. M. einen murgangähnlichen Charakter (eckige Gerölle, erhöhter Anteil an umgelagertem USM-I-Kalksandsteingeröllen).

Nach JEANNET (1923) wurde früher auf dem Plateau von Dachsegg – Böllenberg (nördlich Uznach) an mehreren Tagbaustellen Schieferkohle abgebaut. Hier konnte im Wald auf dem Niveau der markanten Geländekante auf ca. 497 m ü. M. (Koord. 717.700/232.100) eine kleine Ockerkonkretion ausgegraben werden, die einen gut erhaltenen Blattabdruck enthält (Fig. 16). Bereits JEANNET (1923) wies auf das Vorhandensein von Ockerkonkretionen innerhalb der Schieferkohleabfolge hin. Westlich dieser Stelle ist ein eher feinkiesiger Schotter anstehend, der bei Koord. 717.580/232.090 von einem dünnen Schieferkohleflöz und einer fossilen Seekreide unterlagert wird. Bei den noch etwas weiter westlich gelegenen Fuchs- und Dachsbauten (Koord. 717.500/232.100, 480 m ü. M.) ist ebenfalls eine dünne Lage aus fossiler Seekreide anstehend. Erwähnenswert ist zudem ein lokaler Aufschluss aus verkittetem Schotter mit typischer Deltaschichtung NE Dachsegg in der Waldecke bei Koord. 717.860/232.140, 500 m ü. M.

An zwei Stellen fanden sich rötlich gefärbte, kalkfreie, «gebrannte» Tonscherben mit Pflanzenabdrücken: bei Gublen (Koord. 718.980/231.630, 500 m ü. M.) und im Ernetschwilerbachtobel nördlich Böllenberg (Koord. 718.115/232.500, 520 m ü. M.) (zusammen mit rotem Travertin in Rutschmasse).

Die Entstehung der «gebrannten» Tone ist nicht geklärt. Folgende Möglichkeiten bieten sich an: Paläowaldbrand, subrezenter bis rezenter Schwelbrand entlang Schieferkohleflöz oder eine subrezente bis rezente Feuerstelle.

Schieferkohleabfolge im Gebiet Eschenbach

Die Schieferkohle führenden Ablagerungen von Eschenbach liegen ungefähr in der gleichen Höhenlage und in ähnlicher stratigraphischer Position wie die rund

5 km von diesen entfernten Vorkommen von Kaltbrunn – Uznach. Bei den heute nicht mehr aufgeschlossenen Schieferkohlevorkommen muss auf ältere Arbeiten zurückgegriffen werden (BAUMBERGER 1923). Es handelt sich um drei Schieferkohlevorkommen, die hauptsächlich in den Jahren 1860–1885 für den Hausbrand und zur Industriefeuerung ausgebeutet wurden (HOFMANN 1990).

Das Vorkommen im Gebiet Weid – Oberfeld NE von Eschenbach wird von einer jüngeren Entwässerungsrinne, in welcher der heutige Dorfbach verläuft, in Ost-West-Richtung durchschnitten. Der Hügelzug südlich davon wurde von mehreren Stollen hauptsächlich von Süden her durchfahren. Die alte Abraumhalde beim ehemaligen Mundloch des Hauptstollens bei Rietstuck ist noch gut sichtbar; auf ihr steht heute ein Hochspannungsleitungsmast. Im Gebiet Weid nördlich des Dorfbachs sind ebenfalls Reste der Schieferkohleabfolge erhalten geblieben, die hier früher in mehreren kleineren Gruben abgebaut wurde. Gemäss BAUMBERGER (1923) wird die rund 10 m mächtige Abfolge aus vorwiegend grauem tonigem Silt, Sand und vereinzelt Kieslagen von mehreren bis zu 75 cm mächtigen Schieferkohleflözen durchzogen. Die Fortsetzung dieses Vorkommens gegen Osten lässt sich aufgrund der Überdeckung mit letzteiszeitlicher Moräne nur erahnen. Bei Aushubarbeiten im Rahmen der Erschliessung eines Quartiers westlich von Neuhaus im Jahr 2010 konnten grauer kohliger Silt und Feinsand beobachtet werden, die der Schieferkohleabfolge zugeordnet werden.

Am Uetenberg westlich von Eschenbach wurde ebenfalls Schieferkohle im Untertagebau ausgebeutet. Das Vorkommen ist vermutlich auf den Hügel Uetenberg – Hochrüti begrenzt, obschon sich der darüber liegende Gublen-Schotter (S. 53) auch auf der Nordseite des in Richtung Wagen abfliessenden und die mittelpleistozäne Abfolge durchschneidenden Baches fortsetzt. Nach BAUMBERGER (1923) betrug die maximale Mächtigkeit des abgebauten Flözes ca. 2 m; dieses keilte, wie auch generell die gesamte Abfolge, gegen Westen allmählich aus. Da die feinkörnigen Sedimente der Abfolge das Grundwasser stauen, kann die Obergrenze auch anhand des Quellhorizontes, der sich vor allem am Nordhang des Uetenbergs ausbildet, nach Westen verfolgt werden.

E. Baumberger beschreibt weiter ein kleineres, offenbar bereits früh erschöpftes Schieferkohleabbaugebiet bei Goldberg auf dem Hügelzug Uznaberg – Bannwald SE Eschenbach (s. ehem. Abbaustellen). Eine von Grundmoräne eingebettete Abfolge von Lehm und Kies enthielt angeblich ein Kohleflöz von bis zu 60 cm Mächtigkeit. Von dem ehemaligen Abbaugebiet ist heute nichts mehr sichtbar.

BAUMBERGER (1923) erkannte, dass die Schieferkohle führenden feinkörnigen Sedimente bei Oberfeld und am Uetenberg sowohl im Hangenden wie auch im Liegenden von verkittetem, schräggeschichtetem (Delta-)Schotter begrenzt werden. Beim Hangenden handelt es sich um den Gublen-Schotter, beim Liegenden um den Eschenbach-Schotter und -Sand. Der Gublen-Schotter am Uetenberg, dessen Mächtigkeit gemäss den Angaben E. Baumbergers ca. 10–12 m

betrug, wurde ab den 1960er Jahren mit Ausnahme eines kleinen Restes bis auf die Schieferkohleabfolge hinunter abgebaut. Während die Lagerungsverhältnisse im Liegenden der Schieferkohleabfolge am Uetenberg aufgrund älterer Aufschlüsse (s. BAUMBERGER 1923) und neuerer Feldbefunde relativ klar sind, konnten im Hang unterhalb von Oberfeld und nördlich von Lenzikon diesbezüglich keine eindeutigen Erkenntnisse gewonnen werden. BAUMBERGER (1923) beschreibt sandigen Schotter in zwei Kiesgruben zwischen Lenzikon und Neuhaus, der auf ca. 500 m ü. M. auf «grauen Letten aufruht». Die Feststellungen E. Baumbergers, dass diese feinkörnigen Sedimente jedoch keine Schieferkohle führen und der darüber liegende Schotter angeblich horizontal geschichtet ist, legt die Vermutung nahe, dass es sich nicht um eine tiefer liegende, zweite «Lettenzone» (BAUMBERGER 1923), sondern womöglich um jüngere Ablagerungen handelt (?Halden-Seeablagerungen). Über die tatsächlichen Verhältnisse in diesem über weite Strecken mit letzteiszeitlicher Moräne überdeckten, leicht terrassierten Gebiet können mangels Bohraufschlüssen keine weiteren Angaben gemacht werden. Es lässt sich demnach auch nicht feststellen, ob sich zwischen der Schieferkohleabfolge und dem liegenden Eschenbach-Schotter und -Sand Moräne einschaltet. Auch am Uetenberg gibt es keine Hinweise hierfür. Die bei Oberfeld in der Nähe des ehemaligen Stolleneingangs durch WELTEN (1988) abgeteufte Bohrung mit Pollenprofil reichte nur ca. 0,5 m in die (kaltzeitliche) Unterlage der Schieferkohleabfolge hinein. Die Schieferkohleabfolge von Eschenbach wird gemäss diesem Pollenprofil analog zu den Vorkommen von Kaltbrunn – Uznach in den Holstein-Warmzeit-Komplex (Holstein 1 und 2 sensu M. Welten, vgl. Fig. 15) gestellt, der wie erwähnt von SCHINDLER (2004) als Interglazial von Meikirch gedeutet wird.

q_{sGu} **Gublen-Schotter** (kaltzeitlich)

Gebiet Uznach – Kaltbrunn – Gommiswald – Ernetschwil

Der Gublen-Schotter, benannt nach der ehemaligen Abbaustelle Gublen NE Uznach, ist nur noch in zwei Hügeln und entlang der südwestlichen Abrisskante zum Rutschgebiet Hasenweid als verkitteter Schotter anstehend (z.T. versackt). Während der Feldarbeiten bot die Kiesgrube Eichholz südlich Gommiswald (Johann Müller AG, Schmerikon) einen guten Einblick in den hier bis über 20 m mächtigen Schotterkomplex. Dieser wird von einer bis zu 10 m mächtigen Moräne der Letzten Eiszeit mit erosiver Basis überdeckt. Nach Bohrbefunden liegt hier der Gublen-Schotter SW einer Linie Port – Pkt. 596 – Chilpel direkt der Schieferkohleabfolge auf, NE davon auf älterer Moräne (WYSSLING AG 1995).

Die Basis des Gublen-Schotters steigt von SW nach NE von ca. 505 m ü. M. (Gublen) über 540 m ü. M. (SE Ernetschwil) bis auf 575 m ü. M. (SE Gommiswald) an. Nördlich Böllenberg lagern oberhalb ca. 520 m ü. M. entlang des südlichen Tobelrandes (Ernetschwilerbach) die letzten Ausläufer des Gublen-Schotters, die in

der Nähe (westlich Hof und Haslen) in ehemaligen Kiesgruben beinahe vollständig abgebaut wurden. Die Obergrenze des Gublen-Schotters ist durch die erosiv überlagernde Moräne der Letzten Eiszeit definiert und reicht bei Eichholz (SE Gommiswald) bis auf 585 m ü. M. Somit betrug die ursprüngliche Mächtigkeit des Gublen-Schotters mindestens 80 m.

NE Uznach verengt sich das heutige Verbreitungsgebiet des Gublen-Schotters zwischen Hofrüti (NE Uznach) und Mettlen (westlich Gommiswald) infolge der beiden hier endenden Felshochzonen (Molasse) auf ca. 750 m Breite. Bei Ernetschwil existiert im Gebiet der aufgerichteten mittelländischen Molasse eine noch rund 400 m breite, mit quartären Schichten verfüllte Sattelzone (Pkt. 576). Der Gublen-Schotter wurde durch diese Sattelzone in einer Felsrinne nach Westen geschüttet. Der genaue Tiefgang und die Art der heutigen Rinnenverfüllung unterhalb Ernetschwil sind nicht bekannt. Der Gublen-Schotter folgte wohl vermutlich der präexistenten Rinnenstruktur des Haslentobel-Schotters.

Gebiet Häbligen – Ranzach

Der Gublen-Schotter ist im natürlichen Aufschluss stets verkittet und quert bei Äuli als ca. 600 m breite Rinnenfüllung das Hofmülibachtobel und bei Ranzach das Ranzachtobel. Im Letzteren präsentieren sich die Rinnenstruktur wie auch die Lagerungsverhältnisse (Schrägschichtung) auf besonders eindrucksvolle Weise. Die Rinnenbasis liegt hier auf ca. 520 m ü. M. Zwischen diesen beiden Bachläufen wird der Gublen-Schotter in einer grossen Kiesgrube (südlich Häbligen) abgebaut. Im Hofmülibachtobel lagert der Gublen-Schotter auf älterer Moräne bzw. auf einem Rest des Haslentobel-Schotters, weiter westlich direkt auf dem Molassefels. Die Obergrenze des Gublen-Schotters wird auch hier durch die diskordant darauf lagernde Moräne der Letzten Eiszeit gebildet und dürfte bei Häbligen auf max. 595 m ü. M. liegen. Somit betrug die Ablagerungsmächtigkeit des Gublen-Schotters hier mindestens 75 m.

Gebiet St. Gallenkappel – Eschenbach

NW der Ranzach dünnt der Gublen-Schotter aufgrund einer Felshochlage im Raum St. Gallenkappel aus und wird teilweise durch letzteiszeitliche Moräne ersetzt. Erst westlich von Berg, am Rande des tief in den Molassefels eingeschnittenen Goldinger Tobels, sind wieder Reste des verkitteten Schotters in einer aufgelassenen Kiesgrube anzutreffen. Auch westlich des Goldinger Tobels (Chastel) kann der Gublen-Schotter auf einer Höhe von ca. 530 m ü. M. weiterverfolgt werden. Die Verhältnisse in der ehemaligen, heute vollständig verfüllten Kiesgrube nördlich Neuhaus sind teilweise in KLÄY (1969) wiedergegeben. Demnach lagerte unter einer bis zu 8 m mächtigen letzteiszeitlichen Moränendecke schräggeschichteter, teilweise glazialtektonisch beanspruchter, verkitteter glazifluviatiler Schotter, der lokal eine Mächtigkeit von über 20 m aufweisen kann. Gemäss einer

Geröllzählung aus der ehemaligen Kiesgrube (KLÄY 1969) haben 75% der ausgezählten Gerölle (>20 mm) einen Durchmesser zwischen 30 und 74 mm und sind deutlich schlechter gerundet als beispielsweise die Gerölle aus dem Eschenbach-Schotter und -Sand. Der Anteil an Kristallingeröllen beträgt 3,5%, die Sedimentgerölle bestehen zum grössten Teil aus aufgearbeiteten Nagelfluhgeröllen (15%) und alpinen Kalken (12% Kieselkalk); der Anteil an Verrucanogeröllen beträgt nur 5%.

Im Raum Eschenbach (Oberfeld und Uetenberg) liegt der Gublen-Schotter, wie weiter oben beschrieben, wiederum direkt dem Schieferkohle führenden Ton und Silt auf. Das westlichste Vorkommen des Gublen-Schotters steht südlich Chälen (ehem. Kiesabbau) unter letzteiszeitlicher Moräne an. Die Basis des Schotters liegt hier auf ca. 500 m ü. M. und streicht in Richtung Wagen in die Luft aus.

Aufgrund der stratigraphischen Position des kaltzeitlichen Gublen-Schotters direkt über der warmzeitlichen Schieferkohleabfolge kann das ehemalige Verbreitungsgebiet des Gublen-Schotters gut rekonstruiert werden. Zwischen Ernetschwil und St. Gallenkappel liegt der Schotter noch älteren Schichten oder direkt dem Molassefels auf.

SCHINDLER (2004) korreliert den Gublen-Schotter mit dem etwas tiefer liegenden Oberluft-Schotter am Buechberg (Atlasblatt Linthebene). Bezüglich Alterszuordnung bzw. darüber, wie viel Zeit im diskordanten Kontakt zur liegenden Schieferkohleabfolge (infolge Erosion) vergangen ist, bestehen unterschiedliche Ansichten. JEANNET (1923) sah Reste von «risszeitlicher» Grundmoräne am Kontakt zur Schieferkohleabfolge und ordnete den darüber liegenden Gublen-Schotter dem Eem-Interglazial zu. WELTEN (1988) stellte den untersten Teil aufgrund seiner Pollenuntersuchungen in eine frühe Phase der Vorletzten Eiszeit (Fig. 15). SCHINDLER (2004) diskutiert zwei Varianten, wonach entweder Abschmelzphasen des Linth-Rheingletschers in der Endphase der Vorletzten Eiszeit, oder in der frühen Letzten Eiszeit («Frühwürm») in Frage kommen.

q_{sUB} Unter-Buechwald-Schotter

Am Westende des Hügelzugs Unter Buechwald nördlich von Uznach steht im Steilhang neben dem Fussweg verkitteter Schotter mit nach WSW einfallender Deltaschichtung an, der von Moräne der Letzten Eiszeit überdeckt wird. Weiter östlich steht verkitteter Unter-Buechwald-Schotter an einer Erosionskante an. Gemäss der Fotodokumentation einer Baugrube am Südhang von Unter Buechwald (Koord. 716.925/232.025) waren standfeste kiesige Schichten erkennbar, die als Unter-Buechwald-Schotter interpretiert werden.

Zwischen dem Unter-Buechwald-Schotter und dem tiefer liegenden, entlang des Ernetschwilerbachs aufgeschlossenen Oberkirch-Seebodenlehm schaltet sich eine Moräne (s. Moränen älterer Vergletscherungen) ein. Da die Schieferkohleabfolge jedoch stets direkt dem Oberkirch-Seebodenlehm aufliegt (ohne zwischen-

geschaltete kaltzeitliche Ablagerungen), wird der Unter-Buechwald-Schotter jünger als der Günterstall-Schotter bzw. die Schieferkohleabfolge eingestuft. Dies im Gegensatz zu JEANNET (1923), der dieses Schottervorkommen ins Liegende der Schieferkohleabfolge stellte.

q_{mR} Regelstein-Moräne

Nördlich des Regelstein-Gipfels ist die Regelstein-Moräne als verkittete, z.T. matrixfreie «Brekzie» aufgeschlossen. Sie baut den Gipfel (1315,1 m ü.M.) auf und wird einer älteren Vergletscherung zugewiesen. Sie überragt die maximale Ausdehnung der Letzten Vergletscherung, welche am Regelstein bei ca. 1200–1250 m ü.M. angenommen wird (KELLER & KRAYSS 2005 a). HANTKE (1980) interpretiert die Regelstein-Moräne als «risszeitlich». Die Verbreitung der Regelsteinmoräne ist durch eine Vielzahl von Findlingen gekennzeichnet (HANTKE 1967 b mit Verweis auf A. Escher, in GUTZWILLER 1877). Darunter befinden sich ausschliesslich Sedimentgesteine, z.B. Schrattenkalk, Regulastein bei Koord. 723.820/234.245). Bei den Geröllkomponenten dominieren hellgraue Kalke und beige Flyschsandsteine. Ein weiterer grosser Kalksteinfindling liegt ca. 300 m WNW des Regelsteingipfels auf 1240 m ü.M. (Koord. 723.790/234.430).

Mittleres – Spätes Pleistozän

q_{SLH} Halden-Seeablagerungen (kaltzeitlich, vom Gletscher überfahren)

Die tonig-siltigen Halden-Seeablagerungen liegen mit scharfer Diskordanz direkt dem schräggeschichteten, grobsandigen Eschenbach-Schotter und -Sand auf. Die Halden-Seeablagerungen sind feingeschichtet, bestehen mehrheitlich aus Ton und Silt mit dünnen Feinsand- und vereinzelt Dropstones-Lagen und weisen aufgrund der glazialen Vorbelastung eine hohe Lagerungsdichte bzw. eine harte Konsistenz auf (Bruchstücke sind schiefrig ausgebildet). Vermutlich aufgrund der glazialen Beanspruchung sind die feinkörnigen Seeablagerungen oftmals in die liegenden Kiesschichten des Eschenbach-Schotters und -Sandes hineingepresst worden, sodass die Basisfläche uneben ausgebildet ist. Die Halden-Seeablagerungen werden von letzteiszeitlichem glazifluviatilem Schotter und von Moräne überdeckt und wurden vermutlich in einer frühen Phase der Letzten Vergletscherung abgelagert. Die Seesedimente beinhalten keinerlei organisches Material und bilden somit eindeutig kaltzeitliche Ablagerungen (s.a. KLÄY 1969).

Wie weit sich die Halden-Seeablagerungen gegen NE fortsetzen, ist unklar. Die in den Sondierungen bei Twirren NE des Hügels erbohrten, ebenfalls glazial vorbelasteten Seeablagerungen gehören aufgrund ihrer Tiefenlage (<470 m ü.M.) vermutlich zum älteren Aatal-Seebodenlehm. Allenfalls sind die von BAUMBERGER (1923) angetroffenen «Letten» bei Lenzikon zu den Halden-Seeablagerungen zu zählen.

BAUMBERGER (1923) vermutete, dass der Hügel bei Blessmüli SE Eschenbach (früher als «Halden» bezeichnet) komplett aus dem sandigen Delta-Schotter von Eschenbach besteht. Da die Kiesgrube am Südfuss dieses Hügels damals wohl noch sehr viel kleiner war als heute, erkannte er noch nicht, dass die nach Norden einfallenden Kies- und Sandschichten des Eschenbach-Schotters gegen den Hügel hin erosiv abgeschnitten und von horizontal geschichtetem, beigem und grauem Ton bis feinsandigem Silt (Halden-Seeablagerungen) überlagert werden. Wegen dieses «Abtauchens» der Schotteroberfläche unter die bis 13 m mächtigen feinkörnigen Sedimente wurde der Abbau grösstenteils eingestellt; die Grube wird heute bereits wieder aufgefüllt.

q_{sS} Schafbüel-Schotter und -Sand

Am Südhang vom Uznaberg steht im Gebiet Schafbüel an mehreren Stellen verkitteter Schotter und dicht gelagerter Sand an. Der Schotter zeigt z.T. Deltaschichtung, der Sand ist glazial gestaucht. Die Aufschlüsse befinden sich zwischen 430 m ü.M. und 485 m ü.M. Der Schafbüel-Schotter und -Sand wird als randglazialer Schotter unbekannten Alters interpretiert, der von letzteiszeitlicher Moräne überdeckt bzw. glazialtektonisch gestaucht wurde.

$q_{sHü}$ Randglazialer Schotter

Im Gebiet des östlichen Kartenrandes steht NE Unt. Hüttenbüel ein kleinvolumiges, hoch gelegenes Schottervorkommen an (Koord. 725.000/235.920, 1050 m ü.M.). Es handelt sich um einen z.T. matrixfreien, hellgrau anwitternden, verkitteten Schotter. Er wird von einer Moräne der Letzten Eiszeit überdeckt und als randglazialer Schotter des mittleren bis späten Pleistozäns interpretiert (s.a. ZAUGG & LÖPFE 2011).

Spätes Pleistozän

Bergsturzmasse, glazial überprägt

Unterhalb Schwamm südlich des Regelsteins finden sich nördlich des Giegenbachs oberhalb Hinter Bietboden oft chaotisch angeordnete Sturzblöcke (Ebnat-Sandstein, USM I). Der Sturzmasse fehlt aber ein junges Gepräge, die Hänge sind ausgeebnet, erscheinen heute stabil, und der Ausbruchsbereich ist nicht eindeutig identifizierbar, liegt aber sicherlich im Südabhang des Regelsteins. Hier fallen die Schichten in Richtung SE, d.h. subparallel zum Hang ein. Im Bereich des Giegenbachs verläuft zudem die Achse der Giegenbach-Synklinale mit lokal annähernd horizontaler Schichtung. Somit ist ein Schichtabgleiten entlang Mergelzwischenlagen und eine Akkumulation von Sturzblöcken im Giegenbach wahrscheinlich.

Entlang der Forststrasse ENE Chlosterberg befindet sich bei ca. 1000 m ü. M. ein NW–SE streichender Moränenwall des letzteiszeitlichen Linth-Rheingletschers. Da dieser Wall der oben beschriebenen Sturzmasse aufsitzt, dürfte es sich um eine prä-letzteiszeitliche oder ältere Bergsturzmasse (bzw. Felsrutschung) handeln, die nach ihrem Niedergang im Zuge einer Eisschwankung während des Schlieren-Stadiums kurz glazial überfahren wurde.

Eine weitere mit letzteiszeitlicher Moräne bedeckte Blockschuttmasse befindet sich bei Oberau am Atzmännig unmittelbar an die Bergsturzmasse aus dem Jahre 1816 angrenzend. Vermutlich handelt es sich dabei aber auch um eine glazial überprägte Sackungsmasse mit Anrissgebiet nördlich Brustenegg.

Im Gerinne des nach Norden verlaufenden Bachtobels oberhalb Täli (NNW Uznach) ist in einem eng begrenzten Aufschluss (Koord. 716.525/232.570, 490 m ü. M.) eine glazial vorbelastete Hang- bzw. Blockschuttmasse anstehend. Sie besteht hauptsächlich aus «granitischen» Sandsteinblöcken (USM II), die von einer graubeigen lehmigen Matrix mit halbfester bis fester Konsistenz umgeben sind. Das Vorkommen ist auf der Karte nicht dargestellt.

q_{sr} Vom Gletscher überfahrener randglazialer Schotter, untergeordnet auch gestauchte Seeablagerungen

Eingebettet in letzteiszeitlicher Moräne findet sich vor allem in der Talung zwischen Wald (ZH) und Gibswil, aber auch im Goldinger Tal, bei Bürg und Eschenbach sowie am Rickenpass ein meist eng begrenzter, vom Gletscher überfahrener, randglazialer Schotter, der mit Seeablagerungen vergesellschaftet ist. Diese Schichten liegen je nach Gletscherstand auf entsprechend unterschiedlichen Terrassenniveaus. Die sandig-siltigen Seeablagerungen sind dabei vielerorts gestaucht (Fig. 17) oder glazial aufgearbeitet. Der Schotter besteht vorwiegend aus lokalem Nagelfluhschutt (z.T. aufgearbeitete Molassemergelbrocken) sowie verschwemmtem Moränenmaterial, wobei sich die beiden Lithologien oftmals miteinander verzahnen.

Einen guten Aufschluss stellt das randglaziale Schottervorkommen bei Haltbergholz östlich von Jonatal dar. In einer künstlichen Höhle bei Koord. 712.460/239.160 (möglicherweise Kiesabbau) kann der innere Aufbau des Schotters beobachtet werden. Eine weitere eindrucksvolle randglaziale Schotterterrasse mit teilweise verkittetem Kies befindet sich bei Unter Looren am Tobelrand südlich des Bachtels, welche zusammen mit einem kleinen Moränenwall auf der gegenüberliegenden Tobelseite einen Gletscherstand auf ca. 690 m ü. M. anzeigt. Als Folge des an dessen Basis (Moräne) austretenden Grundwassers (z.T. in Quellen gefasst) sind die Tobelflanken unterhalb stark verrutscht.

Die in einer ehemaligen Kiesgrube (heute Deponie) abgebauten, von Moräne bedeckten Kiesvorkommen (Allmeind) auf dem Rickenpass werden ebenfalls zu diesem letzteiszeitlichen Schotter gezählt. Bei den rund 1 km SW davon in



Fig. 17: Gestauchte Seeablagerungen unterhalb eines glazial überfahrenen randglazialen Schotters im Bach bei Bettschwändi SW Gibswil. (Koord. 710.940/240.713). Foto R. Löpfe 2007.

einer Grundwasserbohrung in ca. 30 m Tiefe angetroffenen Kiesschichten (rund 10 m mächtig) könnte es sich aufgrund der bedeutenden Überdeckung auch um ältere Schotter handeln.

Die beiden Vorkommen bei Bürg und bei Eschenbach liegen diskordant auf mittel- bis spätpleistozänen Ablagerungen (Gublen-Schotter bzw. Halden-Seeablagerungen). Gemäss KLÄY (1969) handelt es sich beim Schotter bei Bürg (ehemals in einer Kiesgrube bei Siessenhöchi aufgeschlossen) um deltaartig abgelagerten glazifluviatilen Schotter, auf dem eine ca. 1 bis 1,5 m mächtige Grundmoränenschicht liegt und der gegen Süden in die dort den Gublen-Schotter bedeckende, bis 8 m mächtige Moräne übergeht.

q_{sGr} **«Grundtal-Schotter»** (Interstadialer Schotter und Seeablagerungen, z.T. mit Schieferkohle)

Ein bezüglich seiner Ausdehnung besonders hervortretendes Vorkommen eines letzteiszeitlich überfahrenen interstadialen Schotters bilden die stets auch

mit Seeablagerungen vergesellschafteten, teilweise verkitteten Schotterfluren beidseits der Jona zwischen Wald (ZH) und Rüti. Das Vorkommen erstreckt sich von NW Wald ZH (Terrassen bildend) über beide Talflanken von Grundtal – Pilgersteg entlang der hier bis in den Molassefels eingeschnittenen Jona bis nördlich Rüti, wo es sich bis auf ca. 1,5 km verbreitert. Der gemäss Angaben der Betreiber oftmals «nagelfluhartig» verkittete Schotter (Sprengungen nötig) wurde in diversen Kiesgruben (z.B. bei Grundtal) abgebaut.

Der vorwiegend gletschernah abgelagerte Schotter enthält nach einer Profilaufnahme von BOLLIGER (1987) neben kaltzeitlichen Seeablagerungen und Deltaschüttungen in der Kiesgrube Grundtal auch warmzeitlichen grauen Seelehm mit Pflanzenhäckseln. In den im Zuge eines Kiesabbauprojektes abgeteuften Kernbohrungen wurden auch im Schotter auf der gegenüberliegenden Talseite geringmächtige Schieferkohlehorizonte angetroffen (SC+P 1989).

Beim «Grundtal-Schotter» handelt es sich womöglich um eine frühe interstadiale Schüttung aus dem Einzugsgebiet der Jona in einen vorgelagerten See. Die warmzeitlichen Sedimente könnten mit dem Schieferkohlevorkommen von Dürnten im Zusammenhang stehen, das von WELTEN (1982) aufgrund von Pollenuntersuchungen verschiedenen frühletzteiszeitlichen Interstadialen zugewiesen wurde (auf Atlasblatt Stäfa noch als «risszeitlich» eingestuft, ZINGG 1934). Gemäss dem Korrelationsschema von GRAF (2009, S. 168) käme der Grundtal-Schotter in das Interglazial zwischen Beringen- und Birrfeld-Eiszeit zu liegen.

q_{4m} Letzteiszeitliche Moräne (Till) des Linth-Rheingletschers

Die weiteste Verbreitung des Linth-Rheingletschers wurde anhand von Kristallin- und Verrucanoerratikern festgelegt. Nach Streufunden von eindeutigen Linth-Rheingletscher-Erratikern (Gneise, Verrucano) floss der Linth-Rheingletscher über den Rickenpass in Richtung Toggenburg. Die Grenze zum Thurgletscher befindet sich rund 2 km NE Ricken im Gebiet Schönenberg und Hummelwald.

Der Linth-Rheingletscher drang während des letzteiszeitlichen Maximums auch in die Tobel des Ernetschwiler-, Giegen- und Steinenbachs sowie in die Täler des Goldinger Bachs und der Jona ein und verfüllte diese mit mächtigem Glazialschutt. Dieser bestimmt heute als Folge der Erosion der Fliessgewässer in terrassierter Form die Talmorphologie. Oft liegt der Glazialschutt auch umgelagert in bedeutenden Rutschmassen vor, wie z.B. im Goldinger Tal, an der oberen Ranzach, im Giegentobel und z.T. im Steinenbachtobel. Im Letzteren sind am Aufbau des Glazialschuttes auch sandig-siltige und tonige Stausedimente (z.B. bei Koord. 723.450/231.300, 722.530/230.700), aber auch kiesreiche Moränen beteiligt. Südlich des Regelsteins erfolgte die Abgrenzung der Moräne des Linth-Rheingletschers zu den Lokalmoränen durch Erratiker und Moränenwälle, welche ausschliesslich aus Lokalmaterial bestehen. Dieser nicht immer eindeutig be-

legbaren Abgrenzung wird auf der Karte durch eine gestrichelte Kontur Rechnung getragen.

Killwangen-Stadium (Maximalstand)

Zwischen Regelstein und dem Steinenbachtobel finden sich Erratiker des Linth-Rheingletschers bis auf max. 1100–1140 m ü. M. Aufgrund von hoch liegenden Moränenaufschlüssen ist eine letzteiszeitliche Vereisungshöhe im Gebiet Regelstein und Breitenau bis knapp auf 1170 m ü.M. und nördlich des Regelsteins bis 1150 m ü. M. belegt. Eine klare Abgrenzung der Moräne des «hochwürmzeitlichen» Linthgletschers zur älteren und höherliegenden Regelstein-Moräne ist nicht möglich. KELLER & KRAYSS (2005 a) geben im Gebiet des Regelsteins und südlich davon eine maximale letzteiszeitliche Vereisungshöhe von 1200–1300 m ü. M. an.

Am Tweralpspitz reicht die Moräne des Linth-Rheingletschers auf maximal 1050 m ü. M., im Goldinger Tal liegen die Linth-Rheingletscher-Erratiker bis auf 850–900 m ü. M. Höher liegende Moräne ist der Erosion zum Opfer gefallen oder ist von lokalem Glazialschutt überdeckt. Besonders anschaulich präsentiert sich dieses Phänomen in den seitlichen Karen des hinteren Goldinger Tals, beispielsweise bei Töbeli östlich des Schwarzenbergs, wo die ehemalige Präsenz des lokalen Kargletschers durch einen kleinen Moränenwall belegt ist und die unter dem glazialen bis spätglazialen Hangschutt liegende Moräne des Linth-Rheingletschers durch postglaziale Erosion wieder freigelegt wurde. Auch SW des Tössstocks am Osthang der Talung Wald-Gibswil sind die höchsten letzteiszeitlichen Moränen von Hangschutt bedeckt. Der am höchsten gelegene Erratiker in diesem Gebiet liegt bei Wolfsgrueb (Geotop) auf 986 m ü. M. direkt auf dem Molassefels. HANTKE (1980) ordnet diesen jedoch einer älteren Vergletscherung zu. Hohe Eisrandlagen des Linth-Rheingletschers manifestieren sich hier auch in Form zweier Moränenwälle im Tal des Schmittenbachs bei Ger westlich unterhalb des Schwarzenbergs auf ca. 915 m ü. M. und bei Loch im Kar NW Scheidegg auf 923 m ü. M. Da diese beiden Wälle rund 50 m tiefer liegen als die höchstgelegenen Wälle (auf der gegenüberliegenden Talseite) am Bachtel, könnte es sich dabei auch um einen tieferen Stand (evtl. des Schlieren-Stadiums) handeln.

Auch am Bachtel sind schöne Moränenwälle ausgebildet. Die höchstgelegenen befinden sich auf rund 950–970 m ü. M. unterhalb des Bachtelgipfels (Pkt. 1115) oberhalb des Bachtelweiers (Ostseite) und oberhalb von Wernetshausen (Pkt. 947 Westseite). Oberhalb dieser Moränenwälle zeigen eine Reihe von grossen Erratikern (u. a. Verrucano, Speer-Nagelfluh) an, dass der Linth-Rheingletscher während der maximalen Vereisung sogar noch etwas höher reichte. Die höchstgelegenen Erratiker liegen auf der Ostseite des Bachtels bei ca. 1010 m ü. M. Die Position des Maximalstandes senkt sich entlang des Grates zwischen Bachtel und Allmen in Richtung Norden allmählich ab. Auf der Ostseite des Grates liegen die höchstgelegenen

Moränenwälle bei Egghof auf 960–940 m ü.M., bei Leh noch bei 920–890 m ü.M. Die Gletscherstirn lag nördlich ausserhalb des Kartengebietes im Tösstal auf rund 700 m ü.M. Oberhalb dieser Wälle liegende Moränen, auch hier z.T. mit lokalem, evtl. glazialem Hangschutt bedeckt, reichen stellenweise noch bis 980 m ü.M. und könnten somit z.T. auch von einer älteren Vergletscherung stammen.

Schlieren-Stadium

Das Schlieren-Stadium ist am Grat zwischen Bachtel und Allmen am besten dokumentiert, wo schön ausgebildete Moränenwallstaffeln und Kameterrassenkanten die ehemaligen Gletscherstände anzeigen (STEIN 1948, HANTKE 1967a, 1980).

Der auf 1100 m ü.M. liegende kleine Moränenwall 750 m südlich des Regelsteins kann dem Schlieren-Stadium zugeordnet werden. Dieser Gletschervorstoss hat eine vorgängig ins Giegentobel niedergegangene Sturzmasse glazial überfahren und stabilisiert.

Zürich-Stadium

Auch das Zürich-Stadium ist durch kaskadenartig angeordnete Moränenwälle und Kameterrassen dokumentiert. Am eindrücklichsten ist der östlich und westlich der Bachtel-Allmen-Kette verlaufende markante Endmoränenwall bei Ried (südlich Gibswil), der das Tal auf ca. 760 m ü.M. mit bis zu 20 m mächtigem glazialem Schutt abriegelt und dadurch die Wasserscheide zwischen der Töss und der Jona bestimmt.

Drei Ost–West streichende Moränenwälle des Linth-Rheingletschers auf ca. 750–790 m ü.M. markieren das Zürich-Stadium 1–1,5 km NE Ricken entlang des Rickentobels. Der südlichere Moränenwall bei Leisenbach lenkt den aus SE von Chalchofen her kommenden Bach nach NE ab. Südlich des östlichsten der drei Moränenwälle steht auf der gegenüberliegenden Talseite entlang einer markanten Geländekante verkitteter Schotter an. Dieser wurde einem randglazialen Bachschuttkegel zugewiesen, welcher wohl hauptsächlich während des Zürich-Stadiums aktiv war.

Hurden-Stadium

In Rieden und Gommiswald liegen die Moränenwälle des Linth-Rheingletschers zwischen 600–750 m ü.M. Sie werden dort dem Hurden-Stadium zugewiesen. Beachtenswert ist auch ein mit vielen Linth-Erratikern gespickter Moränenwall im Gebiet Cholschlagen (Pkt. 781) im Steinenbachtobel. Dieser Moränenwall belegt einen spätglazialen Vorstoss des Linth-Rheingletschers in das z.T. ausgeräumte untere Steinenbachtobel. Gleichzeitig rückte der lokale Wängibachgletscher vom Speer her bis Altwis vor und hinterliess am westlichen Talrand gut ausgebildete Moränenwälle (KELLER 1988). Sie lagern auf etwas älterem Glazialschutt

(Maximalstand) des Linthgletschers. Zwischen den beiden Eismassen bildeten sich jedoch keine Stauseeablagerungen; das Schmelzwasser des Wängi- und des Steinenbachs floss subglazial ab.

Weiter NW ist das Hurden-Stadium durch eine Reihe von ausgeprägten Wällen entlang der Ricken-Passstrasse belegt. Die Bildung einer randglazialen Entwässerungsrinne SE Gebertingen wird ebenfalls in diesen Zeitraum gestellt. Eine Kameterrassenkante bei Bezikon, diverse deutlich ausgebildete Schmelzwasserrinnen sowie der markante Moränenwall bei Berg – Schmitten bezeugen die Gletscherstände des Hurden-Stadiums im Raum St. Gallenkappel. Der Moränenwall bei Ernetschwil (590 m ü. M.) wird beidseitig von bedeutenden randglazialen Entwässerungsrinnen begleitet. Ursprünglich bestand im Kiesabbaugebiet südlich Bürg ebenfalls ein Moränenwall (westliche Fortsetzung des genannten Walls bei Berg – Schmitten, s. HANTKE 1980). Schliesslich werden auch die Moränenwälle und die randglazialen Entwässerungsrinnen NW Eschenbach und westlich Chälen dem Hurden-Stadium zugewiesen.

Tiefer (interner) liegende Moränenwälle östlich und NW Kaltbrunn, bei Schlatt am Fuss des Uznabergs bei Schmerikon und am Nordufer des Zürcher Obersees westlich Oberbollingen markieren Gletscherstände, die zwischen dem Hurden- und dem Weissbad-Stadium liegen (Linthgletscher bei Schänis, KELLER & KRAYSS 2005 a). Beachtenswert sind die vier eng gestaffelten Moränenwälle im Gebiet Rüti (NW Kaltbrunn) mit den zugehörigen randglazialen Entwässerungsrinnen.

Drumlins, Rundhöcker

Drumlins kommen gehäuft auf dem Rickenpass in der NE-wärts gerichteten Fliessrichtung des Linth-Rheingletschers sowie zwischen Gommiswald und St. Gallenkappel (Längsachsen in Richtung WNW) vor. Vereinzelt finden sich auch Drumlins im oberen Jonatal und bei Eschenbach. Der Hügel bei Blessmüli SE Eschenbach ist kein Drumlin, da dieser infolge glazialer und postglazialer Erosion aus älteren, bereits vor dem Überfahren des Gletschers abgelagerten Sedimenten geformt wurde.

Auf dem aus steil stehendem «granitischem» Sandstein bestehenden Hügelzug Bannwald – Chlosterwald – Oberwald – Burgerwald wurden einige wenige Rundhöcker durch den überfahrenden Gletscher ausgebildet. Kleinere Rundhöcker und rundhöckerähnliche Geländeformen finden sich auch zwischen Gommiswald und Uznach (Froburg – Buechwald).

Erratiker

Rund 200 m NE der Kirche in Ricken steht in einer Wiese ein von weit herum gut sichtbarer Findlingsblock aus Nagelfluh. Bei der Käserei Schönenberg wurden beim Bau des Reifungskellers mehrere hundert Findlingsblöcke des Thurgletschers ausgegraben. Ein Teil davon wurde zu einer Blockmauer aufgetürmt. Bei

Schwand nördlich Regelstein befindet sich bei Koord. 723.550/235.555 ein ca. 60 m³ grosser Kalksandsteinblock (Ebnat-Sandstein). 500 m westlich Rittmarren finden sich auf ca. 990 m ü. M. mehrere alpine Findlinge aus Sedimentgestein. Bei Lindboden östlich Ricken liegt ein rötlicher Findling mit eozänen Grossforaminiferen (Koord. 722.980/236.110). Der externste Moränenwall bei Rüti (NW Kaltbrunn) führt sehr viele Nagelfluherratiker (ca. Koord. 719.660/231.440). ESE Oberkirch befindet sich ein ca. 200 m³ grosser Nagelfluherratiker (Koord. 719.520/231.040). Im Ernetschwilerbach-, Giegenbach- und Steinenbachtobel widerspiegeln Verrucano-, alpine Kalk- und Gneiserratiker die Verfüllung der Tobel mit Glazialschutt des Linth-Rheingletschers. Bei Schwändiegg (ca. 4,5 km östlich Kaltbrunn) konnte auf ca. 1125 m ü. M. der höchstgelegene Gneisfindling (Linth-Rheingletscher) kartiert werden (Koord. 724.750/ 233.950).

Die Erratiker der Regelstein-Moräne wurden bereits weiter oben beschrieben.

Die hochgelegenen Erratiker des Linth-Rheingletschers am Bachtel und bei Wolfsgrueb sind im Inventar der geologischen und geomorphologischen Objekte des Kantons Zürich 1975/80 (Fachstelle Naturschutz) verzeichnet und wurden auf der Karte mit der Signatur für geschützte erratische Blöcke dargestellt. Darunter befinden sich auch Blöcke, die im Volksmund mit Namen wie «Zwölfistein» (Koord. 708.540/239.445), «Hexenstein» (Koord. 708.105/238.160) oder «Chindlistein» (z. B. Speer-Nagelfluh bei Koord. 710.840/239.620) benannt wurden. Bemerkenswert ist auch ein Block aus Helvetischem Kieselkalk auf der Sackungsmasse nördlich Hittenberg (östlich Wald ZH) sowie der ebenfalls als «Chindlistein» bezeichnete, ca. 400 m³ grosse Block aus Speer-Nagelfluh bei Loch SE Gibswil (Koord. 712.990/240.640).

Im mit mächtigen Moränen verfüllten Loorentobel am Südfuss des Bachtels wurden durch die Bacherosion zahlreiche, z.T. bis zu 100 m³ grosse erratische Blöcke (vorwiegend Verrucano) freigelegt.

Ein anschaulicher Findlingsgarten mit Herkunftsbezeichnungen der Sediment- und Kristallingesteine befindet sich ca. 750 m NW des Bachtelgipfels als Bestandteil des Geographielehrpfads am Bachtel.

Bei der Station Bollingen am Obersee liegt eine Reihe von Verrucanoblöcken auf einer Felsplatte im See. Auf dem Felsrücken des Buechbergs schliesslich finden sich zahlreiche Erratiker, die ursprünglich aus dem Glarnerland stammen (u. a. Sernifit-Blöcke); z.T. sind sie geschützt.

q_{lm} Lokalmoräne

Der Thurgletscher gilt als Lokalgletscher. Die Abgrenzung seiner letzteiszeitlichen Moränen von denen des Linth-Rheingletschers erfolgte primär anhand der Erratiker. Die Grenze zwischen dem Linth-Rhein- und dem Thurgletscher liegt ca. 2 km NE Ricken. Es überwiegen Nagelfluh- und Kalksandsteinblöcke der USM I, selten treten auch alpine Kalke auf. Lokalmoränen führen ausschliesslich

Blöcke aus Molassegesteinen (Sandstein, Nagelfluh). Dieser nicht immer eindeutig belegbaren Abgrenzung wird auf der Karte durch eine gestrichelte Kontur Rechnung getragen.

Südlich Breitenau wurde anhand von Findlingen die Grenze Lokalmoräne-Linthmoräne auf ca. 1130 m ü. M. festgelegt. Im Steinenbachtobel finden sich mehrere Moränenwälle von Lokalgletschern. Besonders ausgeprägt sind jene des Wängibachgletschers östlich Altwis, die dem Hurden-Stadium zugeordnet werden. Auch die Moränenwälle südlich Wielesch entsprechen diesem Stand. Ein kleinerer Moränenwall liegt etwas weiter extern (oberhalb Bruggbach), und bei Unter Howald befinden sich zwei internere Wälle, welche sich aus stark aufgelockerten Kalknagelfluhbänken entwickeln.

Während der Thurgletscher am Rickenpass den Eismassen des Linthgletschers gegenüberstand, stiess er in den westlichen Seitentälern des Thurtales auf die aus den Karmulden des Tweralp-, Alpli- und Chellenspitzes abfliessenden Lokalgletscher des Feldbachs (Wattwiler Steintal), des Rotenbachs und des Krinauer Bachs. Moränenkomponenten aus alpinen Kalken sowie einzelne Erratiker (Speer-Nagelfluh, Kalksteine aus der helvetischen Kreide) belegen, dass während des letzteiszeitlichen Maximums das Thurgletschereis bis weit in die Seitentäler drängte (HANTKE 1980). Diverse Moränenwälle bezeugen jedoch auch ein weiteres Vorstossen der lokalen Kargletscher in Richtung Thurtal. Im Wattwiler Steintal kann bei Hinder Loch (800 m ü. M.) ein kleiner Seitenmoränenrest des Feldbachgletschers mit angrenzender, kurzer Schmelzwasserrinne beobachtet werden. Südlich Krinau bildete der Rotenbachgletscher bei Dreischlatt sowie am Schuflenberg (890 m ü. M.) Moränenwälle aus, wobei Letzterer zusammen mit dem unmittelbar östlich SE–NW verlaufenden Wall des Thurgletschers vermutlich einen Zusammenstoss der beiden Gletscher markiert («Bazenheider Stadium» ANDRESEN 1964 = Zürich-Stadium gemäss HANTKE 1980). Der Krinauer Gletscher reichte zeitweise bis ins Gebiet des heutigen Dorfzentrums, wo sich SE des unter der Kirche verlaufenden Walls eine Schmelzwasserrinne bildete. Der wuchtige, ca. Nord–Süd verlaufende Moränenwall bei Auli (840 m ü. M.) zeigt, wie auch derjenige im Hagtobel SW Wattwil, einen Thurgletscherstand an. Das Moränenmaterial des Thurgletschers vermischte sich mit demjenigen der lokalen Gletscher in diesen Seitentälern, wobei das glaziale Geschiebe der lokalen Kargletscher meist demjenigen des Thurgletschers aufliegt. Die lokalen Gletscher hatten somit während des Rückzugs des Thurgletschers die Gelegenheit – vermutlich während einer erneuten, jedoch kurzzeitigen Vorstossperiode, in welcher der Thurgletscher nicht mehr bis zu den Seitentälern gelangte – weiter als während des letzteiszeitlichen Maximums vorzustossen. Während letzterem beschränkte sich die Ausbreitung der Lokalgletscher wegen den dominierenden Thurgletscherarmen auf die Kare selbst (Firngletscher).

Vom eindrucksvollen Kar nördlich Chrüzegg ausgehend floss ein Lokalgletscher in Richtung Norden, der bei Libingen (Atlasblatt Hörnli) mit dem

Thurgletscher zusammenstiess (HANTKE 1980). Das Moränenmaterial im Talabschnitt im Gebiet des Atlasblattes Ricken (Seitenbach des Libinger bzw. Dietfurter Bachs) besteht ausschliesslich aus lokalem Molassegeschiebe, welches aufgrund des hohen Nagelfluhanteils im Einzugsgebiet sehr kiesreich ist. Dasselbe gilt auch für den glazialen Schutt in den Karen der oben genannten Seitentäler der Thur. Schön ausgebildete Moränenwälle bei Chamm und nördlich Burstel (Pkt. 857) sowie bei Ober Zrick markieren entsprechende Rückzugshalte dieses Kargletschers.

Auch in den Seitenkaren des hinteren Goldinger Tales finden sich vereinzelte Reste von Lokalmoränen (z.B. Wall im Kar östlich des Schwarzenbergs auf ca. 700 m ü.M.). Diese werden meist von glazialem bis spätglazialem Hangschutt bedeckt und liegen wiederum den Moränen des Linth-Rheingletschers auf. Aufgrund des frontalen Eindringens der mächtigen Eismassen des Linth-Rheingletschers auf kürzestem Weg von Süden her konnten sich hier die lokalen Gletscher weitaus weniger stark entwickeln als in den verwinkelten, mehrheitlich NE-exponierten Seitentälern des Thurtales.

Glazialer bis spätglazialer Hangschutt, kiesreich

Wie bereits in den vorangegangenen Kapiteln geschildert, sind die Steilhänge der Karmulden in der konglomeratreichen mittelländischen Molasse rund um das Tössbergland (Gebiet Scheidegg – Schwarzenberg – Chrüzegg) mit z.T. bis zu 15 m mächtigen, stark kiesigen lokalen Hangschuttablagerungen bedeckt. Dieser vorwiegend aus verwitterter Nagelfluh bestehende Hangschutt ist insbesonders in den Seitentälchen des Goldinger Tales, im oberen Schmittenbachtobel NE Wald (ZH), am Ostabhang des Grates Scheidegg – Oberegg SE Gibswil sowie an den Flanken der Seitentäler der Thur (NE Chrüzegg) anzutreffen, wo er die höchstgelegene Moräne des Linth-Rheingletschers und der Lokalgletscher) oftmals überdeckt. Der Hangschutt liegt stellenweise auf über 1000 m ü.M. und wurde teilweise durch postglaziale Erosion furchenartig wieder ausgeräumt, so dass tiefer liegende Moräne mancherorts wieder frei liegt, z.B. im Tälchen östlich Schwarzenberg. Die beachtliche Mächtigkeit des Hangschuttes kann mit der nacheiszeitlichen Erosion allein nicht erklärt werden. Das heutige Relief bietet kaum Einzugsgebietsfläche. So muss angenommen werden, dass dieser Schutt zur Zeit verstärkter glazialer Erosion zur Ablagerung gelangte, als die lokalen Kargletscher noch erosiv aktiv waren. Im kleinen Tobel östlich Schwarzenberg ist zudem gut sichtbar, dass der dortige Lokalmoränenwall von Hangschutt hinterfüllt ist; dieser wirkte hier offenbar als Sedimentfänger.

Die kiesigen Hangschuttablagerungen besitzen eine gute hydraulische Durchlässigkeit, so dass das Gerinne infolge Bachwasserversickerung in diesen Abschnitten meist trocken ist. Während hangaufwärts, auf der Felsoberfläche, das Gerinne z.T. noch beachtliche Wassermengen führt, verschwinden diese

auf kurze Distanz im Bereich mit kiesigem Hangschutt. Der Bach führt talabwärts erst wieder Wasser, wo er auf die unterliegende, Grundwasser stauende Moräne trifft.

Seltener ist diese Art von Ablagerung am Bachtel, wo der Nagelfluhanteil geringer und das Relief bescheidener ist. Die glazialen bis spätglazialen Hangschuttablagerungen sind stellenweise von jüngerem, holozänem Hangschutt bedeckt.

q_{SLsg} Spätglaziale Seeablagerungen

Zwischen Wattwil und Bunt sind im Flussbett der Thur im Liegenden des alluvialen Thur-Schotters spätglaziale Seeablagerungen aufgeschlossen, die auch durch diverse Bohrungen nachgewiesen sind. Es handelt sich um blaugrauen tonigen Silt, der in einem spätglazialen See der Letzten Eiszeit abgelagert wurde und eine Mächtigkeit zwischen 70 m (südlich Wattwil) und 50 m (bei Bunt) erreicht (HAERING et al. 1994).

Mächtige Seeablagerungen des Spätglazials bauen zu einem grossen Teil auch die Talfüllung der Linthebene zwischen Kaltbrunn und dem Zürcher Obersee auf. Dieser gletschernah abgelagerte Seebodenlehm wird von nacheiszeitlichen Verlandungssedimenten, kiesig-sandigen Ablagerungen der ehemaligen Linthläufe und von Bachschutt überlagert und ist daher nur in Bohrungen aufgeschlossen. Da die spätglazialen Seeablagerungen fliessend in die darüber liegenden holozänen Verlandungssedimente übergehen, ist ihre Mächtigkeit schwierig abzuschätzen. Gemäss dem Bohrprofil der Tiefbohrung Tuggen liegt die Untergrenze der Seeablagerungen dort bei ca. 100 m Tiefe (SCHINDLER 2004). Die Obergrenze der spätglazialen Ablagerungen dürfte sich zwischen 50 m und 15 m Tiefe bewegen.

Ebenfalls nur in Bohrungen finden sich spät-, evtl. auch postglaziale Seeablagerungen in der Talung zwischen Wagen und Wurmsbach. Sie werden hier von spät- bis postglazialem Schotter (Rinne Neuhaus – Eschenbach – Wagen) und von sandigen Ablagerungen des Wurmsbachdeltas überlagert. Die Obergrenze der Seeablagerungen liegt zwischen 3 m und 14 m unter Terrain und reicht in Wagen auf max. 417 m ü. M. hinauf. Weiter gegen NE keilen die Seeablagerungen aufgrund der ansteigenden Felsoberfläche aus.

Höher gelegene Seeablagerungen, vermutlich des frühen Spätglazials, befinden sich in Laupen ZH auf ca. 610 m ü. M., bei Gibswil auf 755 m ü. M. und auf dem Rickenpass auf 780 m ü. M. Diese Vorkommen werden teilweise von torfigen Verlandungssedimenten oder von Bachschuttablagerungen bedeckt und liegen in ausgeprägten Sattelzonen. Die Seen entstanden vermutlich während eines Rückzugshaltes des letzteiszeitlichen Gletschers (Zürich-Stadium bei Gibswil, evtl. Hurden-Stadium bei den Ablagerungen auf dem Ricken), der die entsprechende Sattelzone talwärts mit Moräne abriegelte und damit den für die Seenbildung nötigen Raum schuf.

q_{sW} Deltaablagerungen bei Wurmsbach (spät- bis postglazial)

Der Fluss, welcher die spät- bis postglazialen Schotter der Talung Neuhaus–Eschenbach–Wagen zur Ablagerung brachte (vereinigter Goldinger Bach, Ranzach und Hofmülibach), bildete in dessen Mündungsgebiet in den Zürcher Obersee bei Wurmsbach ein Delta. Da das Einzugsgebiet des heutigen Bachs weitaus kleiner ist und dieser kaum mehr zum weiteren Aufbau des Deltas beiträgt, handelt es sich um ein weitgehend inaktives, fossiles Delta.

q_{sG} Bachschuttkegel des Goldinger Bachs bei Neuhaus, des oberen Goldinger Tals und östlich Ricken (spät- bis postglazial)

Die spät- bis postglaziale Erosion in den mit glazialem Hangschutt gefüllten Karmulden des oberen Goldinger Tals führte zur Bildung von grösseren Bachschuttkegeln. Als Folge der nacheiszeitlichen Erosion des Bachs bis auf die liegenden letzteiszeitlichen Moränen hinunter wurden diese Schuttkegel zu Beginn des Holozäns inaktiv und sind heute z.T. nur noch reliktisch vorhanden. Gleiches widerfuhr dem Schuttkegel des Goldinger Bachs, welcher bei Neuhaus in die glazial geformte Senke von Lenzikon-Hinterwis schüttete, bis er zusammen mit der Ranzach den Weg durch den Fels der Unteren Süsswassermolasse nach Süden fand und im Holozän schliesslich als Aabach den Bachschuttkegel von Schmerikon-Uznach aufbaute.

q_{srT} Randglazialer Schotter (spät- bis postglazial, v.a. an der Thur und bei Eschenbach)

Dieser teilweise verkittete Schotter kommt am Ausgang des Rickentobels und in Wattwil beidseits des Thurtals vor, wo er auf ca. 640 m ü. M. markante Terrassen bildet (z. B. Kloster Sta. Maria, Spital und Altersheim Risi). Bei Bergli nördlich von Wattwil befindet sich das nördlichste dieser Schottervorkommen im Gebiet des Atlasblattes Ricken. Die flachen Schotterterrassen schmiegen sich randlich an die nach NW einfallenden Schichten der aufgerichteten mittelländischen Molasse an, wodurch ein markanter Geländeknick entsteht. Die Terrassen werden teilweise von jüngerem lokalem Hangschutt überdeckt. Unter dem Kloster Sta. Maria beträgt die Mächtigkeit dieses Schotters ca. 60 m, was durch eine Grundwasserbohrung belegt ist. Während die weitaus geringer mächtigen Terrassenschotter auf der östlichen Talseite direkt dem Molassefels aufliegen, reicht der Schotter am Ausgang des Rickentobels (Terrassen Kloster und Spital) bis tief in die liegenden, spätglazialen Seeablagerungen hinein oder verzahnt sich mit diesen. Es liegt daher die Vermutung nahe, dass es sich bei den tieferen Schichten des Schotters um eine deltaartige Schüttung des Rickenbachs in den spätglazialen See im Raum Wattwil handelt. HANTKE (1980) spricht von Stauschuttterrassen; demnach wäre der Schotter direkt an den Gletscher geschüttet worden und wäre als Kameterrassenschotter zu bezeichnen.

Zwischen Kaltbrunn und Rieden steht zwischen Under Bornet, Uzenbüel und Bründlen ein lokales, teilweise leicht terrassiertes Schottervorkommen an. Es handelt sich um einen randglazialen Schotter, der vermutlich während des Hurden-Stadiums abgelagert wurde. An dieses Schottervorkommen sind einige lokal bedeutende Quellen gebunden.

Bei Walde südlich des Atzmännigs befindet sich zwischen Vorwaldi und Tüftobel ein Kiesvorkommen, das vermutlich postglazial aus lokalem Bachschutt gebildet wurde. Diverse Quellen werden auch hier für die Trinkwasserversorgung genutzt.

Die tiefste Talebene von Neuhaus – Eschenbach – Wagen – Wurmsbach wird durch eine Schotterflur gebildet, die in einer spätglazialen Entwässerungsrinne über Molassefels, letzteiszeitlicher Moräne und älteren (mittelpleistozänen) Sedimenten abgelagert wurde.

Der Goldinger Bach und die Ranzach (inkl. Hofmülibach) schütteten aus NE-Richtung in die glazial wohl bereits vorbereitete Rinnenstruktur, ehe sich diese beiden Bäche in ihre eigenen Ablagerungen, die darunter liegenden Sedimente und schliesslich in den Molassefels eintieften, um fortan nach Süden zu entwässern. Der sandig-kiesige, stellenweise verkittete Schotter weist bei Neuhaus eine Mächtigkeit von rund 30 m auf. Die Mächtigkeit der spät- bis postglazialen Rinnenfüllung nimmt jedoch gegen Westen (Rüeggenschlee) bis auf wenige Meter ab und erreicht im Bereich des Wurmsbachdeltas zusammen mit den spätglazialen Seeablagerungen wieder mindestens 28 m.

Die zwischen den Nagelfluhrippen der aufgerichteten mittelländischen Molasse verlaufenden Tälchen im Gebiet NW von Wagen (Ermenswil – Rüti) sind ebenfalls teilweise mit Schotter verfüllt, der aufgrund seiner Mächtigkeit von bis zu 15 m nur durch beträchtliche Schmelzwassermengen während einer spätglazialen Phase abgelagert werden konnte.

In der Sattelzone von Gibswil wurde in 8–10 m Tiefe ein Grundwasser führendes Schottervorkommen erbohrt. Der mit spätglazialen Seeablagerungen und jüngerem Bachschutt bedeckte, räumlich eng begrenzte Schotter kann als kleiner Sander vor dem Gletscherstand bei Gibswil (Zürich-Stadium) gedeutet werden (KEMPF et al. 1986).

Glaziale Abflussrinnen

Besonders gut erhalten sind randglaziale Schmelzwasserrinnen, welche randlich zu den Gletscherständen des Hurden-Stadiums angelegt wurden (Gebiet nördlich von Kaltbrunn – Gommiswald – Ernetschwil – St. Gallenkappel – Eschenbach). Schmelzwasserrinnen höherer letzteiszeitlicher Gletscher finden sich vor allem NE Wald ZH (s. Kap. letzteiszeitliche Moräne). Als besonders ausgeprägtes Beispiel einer postglazialen Entwässerungsrinne präsentiert sich jene von Gublen – Rüeggenschlee südlich Eschenbach.

Holozän

Sackungsmassen

Zusammenhängende, mehr oder weniger in ihrem ursprünglichen Schichtverband verbliebene, versackte Felsmassen wurden mit der dafür vorgesehenen Linie abgegrenzt und mit Sackungszeichen («v») versehen. Die Signatur der Sackung überlagert jeweils die Farbe der betroffenen Formation(en). Solche Sackungsmassen sind beispielsweise beidseits des Giegentobels ausgebildet. Die Sackungen gehen mit einer verstärkten tektonischen Beanspruchung der Felsschichten (Regelstein-Störung, Giegenbach-Synklinale, Breitenau-Antiklinale) und einer Grossrutschung einher. Westlich Egg quert der Skilift ab ca. 1040 m ü. M. eine leicht versackte Felszone inkl. Rutschmassen.

NE Rieden quert das Strässchen von Mülibächli hinauf nach Bergli in drei Kurven eine glazial überprägte, teilweise mit Moräne bedeckte Sackungsmasse. Solche älteren, teilweise mit quartären Ablagerungen bedeckten, zusammenhängenden versackten Felsmassen finden sich auch bei Schuflenberg im Tal des Rotenbachs westlich Wattwil, am Atzmännig, bei Hittenberg östlich Wald (ZH) sowie bei Tannweid SW des Bachtels. Diese Sackungsmassen gelten heute als quasi stabil.

Besonders eindrücklich präsentieren sich die tiefgründig versackten Felsmassen am Atzmännig und bei Hittenberg: Nördlich des Atzmännigs haben sich bis zu 30 m mächtige, aus Konglomeratbänken und Mergelzwischenlagen aufgebaute Felspakete durch schichtparalleles Rutschen (Schichtfallen 22°) schätzungsweise rund 100 m nach Norden bewegt. Die Sackungsmassen reichen im NW bis an den Goldinger Bach und erfassen dort auch die darüber liegenden quartären Ablagerungen samt einer glazialen Schmelzwasserrinne. Die dislozierten Felspakete können in mehrere Teilsackungen untergliedert werden, was z.T. durch Abrissränder oder auch stärker zerrüttete Sackungsmassen und Rutschmassen verbildlicht wird.

Bei Hittenberg haben sich am Stock Teile der hier nur gerade mit ca. 8° gegen NW einfallenden Nagelfluh- und Mergelschichten entlang eines markanten, Nord–Süd verlaufenden Abrissrandes gelöst und in Richtung WNW bewegt (Fig. 18). Der versackte Fels ist dabei teils in zusammenhängende verstellte Pakete, teils in stärker zerrüttete Massen zerfallen. Der auf der Sackung liegende Moränenwall bei Forbül (Zürich-Stadium) sowie in die Sackungsmasse eingeschnittene randglaziale Schmelzwasserrinnen und hochliegende Erratiker belegen die glaziale Überprägung der Sackung. Diese dürfte demnach mit grosser Wahrscheinlichkeit älter als das letzteiszeitliche Maximum sein.

Sehr stark zerrüttete Sackungsmassen wurden mit einer speziellen Kontur umgrenzt und zusätzlich zu den Sackungszeichen durch eine Mischung der Signaturen Hangschutt und Blockschutt gekennzeichnet. Solche Sackungsmassen finden sich fast ausschliesslich in der konglomeratreichen aufgerichteten mittelländi-

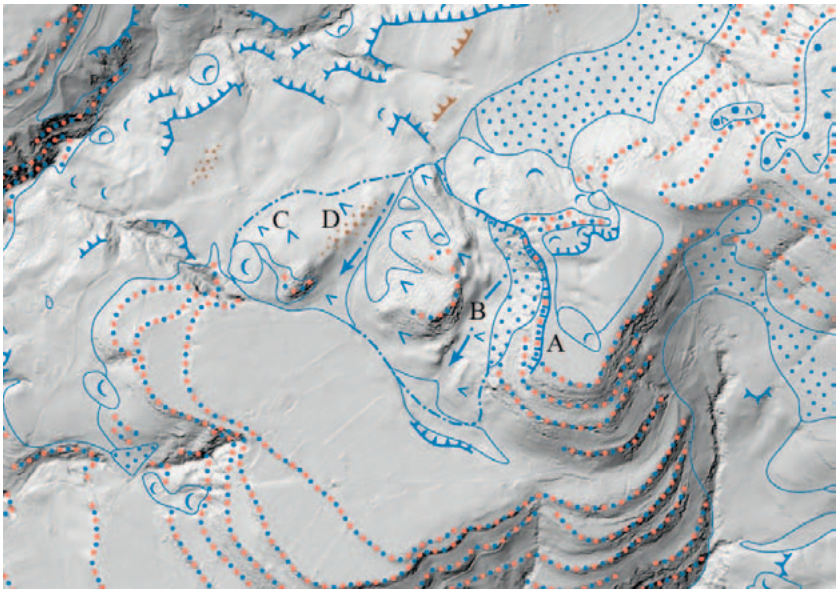


Fig. 18: Ansicht der Sackungsmasse bei Hittenberg (Ausschnitt des digitalen Höhenmodells swissALTI^{3D}). A: Abrissrand am Stock. B: Nackentälchen mit ehemaliger Entwässerungsrinne. C: Versackte, teilweise mit Moräne bedeckte Felspakete. D: Moränenwall bei Forbül mit angrenzender Schmelzwasserrinne (Zürich-Stadium). Massstab 1:20 000.

schen Molasse des Gebietes Schwarzenberg–Tweralpspitz–Chrüzegg. Dort zerfielen die hangparallel nach NW einfallenden, ursprünglich zusammenhängenden Nagelfluhplatten durch schichtparalleles Rutschen auf den Mergelzwischenlagen und infolge fortgeschrittener Verwitterung in eine stark desintegrierte Blockschuttmasse. Zusammenhängende Felsschollen innerhalb derartiger Sackungsmassen wie beispielsweise bei Haggenwald NW Wattwil wurden mit der entsprechenden Formationsfarbe versehen. Die Geschwindigkeit, mit der das Felsmaterial zerteilt und disloziert wurde bzw. wird, dürfte recht unterschiedlich sein. Mancherorts wurden die Sackungs- bzw. Blockschuttmassen talseits beinahe berg- bzw. felssturzartig akkumuliert. In beidseits steil abfallenden Sattellagen (z.B. bei In den Brüchen NW Chrüzegg) bilden sie das Ausgangsmaterial für lokale Fels- bzw. Blockstürze (ANDRESEN 1964). Besonders ausgedehnte, morphologisch eindrucksvoll zu Tage tretende Sackungsmassen befinden sich in der Karmulde nördlich Chrüzegg, wo die Zerrüttung der hangparallel einfallenden Nagelfluhbänke vermutlich durch glaziale Überprägung bzw. nordwärts gerichteten glazialen Abtrag

zusätzlich verstärkt wurde. Die Sackungsmassen bilden teils wichtige lokale Hangwasserleiter und liefern einigen Quellen beträchtliche Wassermengen.

Versackungen im Nagelfluhfels mit nur sehr kurzen Verschiebungsbeträgen verursachten die senkrechten Spalten am Bachtel (z.B. Bachtelspalt). Diese Spalten bildeten sich durch Destabilisierung der leicht gegen SE einfallenden und an der Oberfläche ausbeissenden Konglomeratbänke. Sie sind bedingt oder verstärkt durch Rutschungen an deren mergeligen Basis, wahrscheinlich als Folge von Quellwasseraustritten. Sackungsmassen dieses Typs treten verbreitet auch in den tief eingeschnittenen Tälern der Vorderen und Hinteren Töss auf.

Rutschmassen

Das Gebiet des Atlasblattes Ricken wird landwirtschaftlich stark genutzt bzw. ist vielerorts überbaut. Aus diesem Grund ist der geomorphologische Ausdruck von Rutschungen oft überprägt und verwischt. Abgrenzungen werden dadurch oftmals erschwert. Kleinräumige, nicht abgrenzbare oberflächliche Rutschmassen oder lokales Hangkriechen werden zweckmässig durch Rutschhalbmonde als Einzelsignatur dargestellt. Grössere, aufgrund morphologischer Kriterien gut abgrenzbare Rutschmassen (auf weissem Hintergrund dargestellt und mit geologischer Kontur umfahren) werden nachfolgend kurz beschrieben.

Uznach – Kaltbrunn

Der Hang unterhalb Gublen ist tiefgründig verrutscht. Das Gebiet Hasenweid – Bachtel bildet hier eine zusammenhängende Rutschmasse (Länge 300 m, Breite 1 km). Der obere Abrissrand befindet sich im verkitteten Gublen-Schotter, der z.T. in Schollen abgesackt ist. Am Fuss des Abrissrandes tritt Grundwasser aus (z.T. stark rostrot verfärbtes Wasser aus der Schieferkohleabfolge), wodurch sich vernässte Nackentälchen bilden.

Regelstein, Egg, Breitenau, Rittmarren

Östlich des Regelsteins ist die Regelstein-Moräne stellenweise von der Felsoberfläche abgerutscht. In den steilen Hängen südlich des Regelsteins und des Chliweidlis und östlich Breitenau liegen mehrere z.T. sehr schmale Rutschmassen vor, die aus den mergeligen und vernässten Senken zwischen den herauswitternden Sandsteinrippen herausfliessen und sich weiter unten zu grösseren Rutschmassen vereinigen.

Von Attenbach über Althütten bis Rinderweid ist eine über 1 km lange und max. 120 m breite, zusammenhängende Rutschmasse ausgebildet. Sie stösst auf der Nordseite südlich unterhalb Chamm an den Oberlauf des Ernetschwilerbachs. Eine in ihrer Form ähnliche Rutschmasse reicht vom Axerberg entlang des Skiliftrassees bis Under Bärüti.

Rund 1 km NW des Regelsteins befindet sich westlich Laui eine gut abgrenzbare Rutschmasse (Länge 500 m, Breite max. 150 m) mit ausgeprägtem Abrissrand.

Nördlich Baumäst westlich Egg beginnt in einem Ried eine rund 500 m lange und ca. 150 m breite Rutschmasse, die im Westen durch einen markanten Abrissrand begrenzt wird und ab Pkt. 990 talabwärts wiederum bis an den Oberlauf des Ernetschwilerbachs reicht.

Bei Giegental ist eine grosse, bis an den Giegenbach reichende Rutschmasse vorhanden. Aufgrund der geringen Rutschungsaktivität im unteren Bereich gehen wir von einer glazialen Überprägung des unteren Teils der betreffenden Rutschmasse, vermutlich während des Hurden-Stadiums, aus.

Giegentobel

Die grösste zusammenhängende Rutschmasse befindet sich im Giegentobel. Sie reicht im Abschnitt Rohr – Bärenbad bis an den Giegenbach und weist einen aktiven Abrissrand auf ca. 960–970 m ü. M. auf. Mittels Bachsperren wird hier die Erosion am Rutschungsfuss eingeschränkt. Südlich Chlosterberg stösst über eine Länge von 800 m eine weitere Rutschmasse direkt an den Giegenbach. Ihr Abrissgebiet befindet sich im NW in leicht terrassierten Moränen. Bei Giegental östlich Gommiswald befindet sich eine ca. 500 m lange und 200 m breite Rutschmasse. Diese ist glazial überprägt und ist daher im unteren Bereich relativ stabil, zumal sich das Gerinne des Giegenbachs hier bereits in den stabileren Molassefels eingetieft hat. Vom oberen Abrissrand (Moräne mit grossen Findlingsblöcken) gehen Spontanrutschungen ab und alimentieren die unmittelbar darunter folgende, heute noch aktive Rutschmasse. Südlich Giegental ist am Südhang des Giegentobels eine gut abgrenzbare, aktive Rutschmasse erkennbar, die bis an den Giegenbach hinunter reicht. Bei Wilderau am Südhang des Giegentobels greifen an drei Stellen Anrissgebiete grösserer Rutschungen ausgehend vom Giegenbach bis zu 300 m hangaufwärts.

Steinenbachtobel, Wängibach

Im Steinenbachtobel finden sich grössere Rutschmassen im unteren Abschnitt hauptsächlich auf der NW-Seite: SW Bründlen, südlich unterhalb Zahnerhof, SE unterhalb der Kirche Rieden und bei Bürgeli. Dabei sind vorwiegend quartäre Ablagerungen (Moräne des Linth-Rheingletschers) an der Bildung von Rutschmassen beteiligt. Bei Bürgeli füllt die Rutschmasse (verrutschte Moräne) vermutlich eine alte, nach NW ausholende Bachschleife. Am nordwestlichen Abrissrand stehen steil nach SE einfallende Sandstein- und Mergelschichten an, die infolge Ausknickung von Zeit zu Zeit sturzartig abrutschen. Der aus Glazialschutt aufgebaute SE-Hang (Näfleren) dürfte relativ stabil sein, da dieser einen Felssockel aufweist. Aus dem steilen Teil des Hangs gehen jedoch oberflächliche, ero-

siv induzierte Murgänge und Spontanrutschungen in Gerinnen ab. Tobel aufwärts, ab Pkt. 630, ist auch der bewaldete SE-Hang des Steinenbachtobels bis an den Moränenwall bei Cholschlagen und bis hinauf an die Strasse NW Buechbergweid tiefgründig verrutscht.

Östlich Bergli (NE Rieden) zieht von 900 m ü. M. eine schmale Rutschmasse über Zinggenberg bis an den Steinenbach (auf ca. 660 m ü. M.) hinunter (Länge 600 m, Breite 50 bis max. 100 m). Die höher gelegene Rutschmasse südlich Chirnenberg reicht östlich Bergli bis knapp an den oberen, heute aktiven Abrissrand der vorgängig beschriebenen Rutschmasse. Der Hof Zinggenberg steht dank eines stabilen Felssockels im Prallhang des Steinenbachs ziemlich stabil auf einer Moränenterrasse. Unmittelbar östlich des Hofs beginnt ab einem Felsaufschluss eine weitere Rutschmasse mit erhöhter Aktivität. Der waldfreie Hang bei Tobel bildet eine zusammenhängende Rutschmasse, die bis an den Steinenbach hinunter reicht und dort auf sein Pendant, das auf der Südseite des Tobels abgeht, trifft. Das bei Tobel nach NE abzweigende Steinenbachtobel ist von unterhalb Pkt. 847 bis anfangs Breitmoos auf einer Länge von rund 600 m ebenfalls verrutscht. Diese Rutschmasse ist an ihrem SW-Ende durch mehrere Sperren stabilisiert. Diese Sperren stützen hier auch eine von Osten her an den Bach stossende, ca. 300 m lange Rutschmasse, welche unterhalb Bachmannsberg beginnt.

Südlich Wielesch und Breitenau haben sich wiederum mehrere eigenständige Rutschmassen zwischen Sandsteinbänken und Moränenwällen aus umgelagertem Glazialschutt gebildet (z. B. bei Bruggbachberg, Schwarzenbergli, Büsserberg und unterhalb Breitmooswald).

Das Breitfuesstobel weist eine kleine alluviale Ebene auf, sodass dessen Flanken auf eine Länge von ca. 600 m als relativ stabil angesehen werden können. Talaufwärts (gegenüber Schwändi) folgt auf der Westseite des Wängibachs eine bedeutende, zweigeteilte aktive Rutschmasse (Länge max. 200 m, Breite ca. 600 m), deren Abrissrand bis an die Strasse östlich Altwis reicht.

Goldinger Tobel

Im Goldinger Tal hat sich der Goldinger Bach tief in die glazialen Ablagerungen der Letzten Eiszeit eingegraben. Die aus dicht gelagerter Moräne bestehenden Tobelflanken sind über weite Strecken relativ stabil und oftmals nur oberflächlich verrutscht. Grössere tiefgründige und gut abgrenzbare Rutschmassen befinden sich östlich Vordersagen und bei Vorhalden. Bei der rund 470 m langen und 200 m breiten Rutschmasse bei Vorhalden sind an deren Fuss unmittelbar am Goldinger Bach glazial überfahrene Seeablagerungen und glazifluviatiler Kies aufgeschlossen. Vermutlich ist daraus und unmittelbar darüber austretendes Grundwasser Auslöser dieser morphologisch deutlich hervortretenden Rutschung.

Aktive Rutschmassen befinden sich stellenweise auch auf mit rund 22° hangparallel nach NW einfallenden Mergelschichten am Nordabhang des Atzmännigs sowie generell in der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Eine morpholo-

gisch schön ausgebildete Rutschmasse kann beispielsweise bei Undere Boalp südlich des Tössstocks beobachtet werden.

Bachtel und Jonatal

Eine aktive Rutschmasse auf Molassefels mit geringmächtiger Quartärbedeckung befindet sich nördlich der Ruine Fründsberg bei der Sackungsmasse Hittenberg östlich Wald (ZH). Als weitere, ebenfalls durch Quellaustritte ausgelöste Rutschmassen sind diejenigen im Tobel bei Unter Looren südlich des Bachtels sowie in den Seitentobeln bei Jonatal zu nennen.

Eine weitere, wahrscheinlich ebenfalls glazial überprägte grossräumige Rutschmasse aus Moräne mit ausgeprägtem Nackentälchen und aufgesetzten jüngeren und aktiven Rutschmassen befindet sich bei Nasen zwischen Rüeterswil und Walde (Gemeinde St. Gallenkappel).

q_L Hanglehm, Schwemmlehm

Es handelt sich um mächtigere (>2 m), durch Verwitterung und Bodenbildung an Hängen gebildete sowie durch Abschwemmung in Muldenlagen akkumulierte tonig-siltige, stellenweise auch sandige Ablagerungen. Diese befinden sich bevorzugt an mergelreichen Molassehängen, zwischen Felsrippen (in der aufgerichteten und subalpinen Molasse) sowie oft auch in ehemaligen Entwässerungsrinnen oder heute abflusslosen Senken. Als feinkörniges Ausgangsmaterial dienten oftmals Moränen und Seeablagerungen. Oft werden diese Ablagerungen von Hanginstabilitäten (lokale Rutschungen, Hangkriechen) und Torfbildungen begleitet oder weisen die Form von Schwemmkegeln auf. Die Übergänge zu den ausgedehnteren, meist sand- und kiesreicheren Bachschuttkegeln sind fliessend.

Block-, Fels-, Bergsturzablagerung i. Allg.

In der mittelländischen Molasse beschränken sich bergsturzartige Ablagerungen auf die nagelfluhreiche Molasse des Gebietes Atzmännig – Chrüzegg. Dort lösten sich, meist als Folge von Starkniederschlagsereignissen, von ihrer mergeligen Unterlage Nagelfluhpakete und bewegten sich vereinzelt auch mit grösseren Geschwindigkeiten (katastrophal) zu Tal (ANDRESEN 1964). Einzelne Blockstürze ereigneten sich auch in der Folge von langsameren Sackungsbewegungen, wobei sich die sporadisch aus der Sackungsmasse bzw. von deren Abrissrand gelösten Felsblöcke gegen unten allmählich zu Blockschutt (vermischt mit Hangschutt) akkumulierten.

Am 3. Juli 1816 löste sich vom Ober-Atzmännig auf einer Breite von rund 300 m ca. 1,5 Mio m^3 Gestein, wobei 16 Personen, vier Häuser des Weilers Kohl-

rüti (heute Chelrüti) sowie mehrere Scheunen samt Vieh verschüttet wurden (KRIEMLER 2003). Durch Aufstauen des Goldinger Bachs bildete sich im Bereich des heutigen Campingplatzes (bei Schutt) kurzzeitig ein See (auf der Eschmann-Karte von 1840 nicht mehr eingezeichnet). Die meist aus grossen Felsblöcken bestehende Bergsturzmasse kann entlang des Goldinger Bachs bis kurz vor die Einmündung des Rossfallenbachs verfolgt werden. Im Abrissgebiet des Bergsturzes (Schuttwald) befinden sich innerhalb der Bergsturzmasse stellenweise grössere, verrutschte, jedoch noch mehr oder weniger zusammenhängende Felsschollen.

Ein älterer, historisch nicht dokumentierter Bergsturz ging vermutlich in ähnlicher Weise weiter östlich vom Hinderrotstein ab und verfrachtete Gestein des «Appenzellergranit»-Leitniveaus der OSM in die tiefer liegenden Bachgerinne.

Im Bereich der subalpinen Molasse fehlen grossvolumige Bergsturzmassen. Die südlich des Regelsteins gelegene Bergsturzmasse im oberen Giegentobel ist glazial überprägt und wurde bereits weiter oben beschrieben. Kleinvolumige postglaziale Sturzmassen befinden sich an den folgenden Stellen:

- Oberhalb Gütsch (östlich Gommiswald) bei Koord. 721.650/232.850 im Umfeld einer ausgedehnten Rutschung
- Im Steinenbachtobel (östlich Rieden) bei Pkt. 630 (Koord. 722.550/231.200)
- Ca. 700 m WSW Restaurant Egg (nördlich Pkt. 1115), kleine Blocksturzmasse in Felssackung
- Bei Altwis (Koord. 723.600/230.380).

Hangschutt, z.T. mit Sturzblöcken

Infolge fortwährender rückschreitender Erosion von Steilhängen kam angesammeltes Gesteinsbruchmaterial bevorzugt in Bereichen mit konglomeratreicher Molasse oder älteren quartären kiesigen Sedimenten (Schotter) zur Ablagerung. Der oft stark verwitterte, bewachsene und unstrukturierte Hangschutt kann stellenweise ältere, meist kiesreichere Hangschuttbildungen überdecken. Vor allem unterhalb von durch Nagelfluhbänke gebildeten Steilwänden treten im Hangschutt z.T. grosse Blöcke auf (Blockschutt, z.B. nördlich Chrüzegg).

Bachschuttkegel

Bachschuttkegel wurden vor allem bei den Einmündungen von Seitenbächen in die Haupttalebenen gebildet. Dementsprechend finden sich im Gebiet von Atlasblatt Ricken gut ausgebildete Bachschuttkegel bei den Talausgängen des Steinenbachs, Giegenbachs, Ernetschwilerbachs und des Aabachs am Rande der Linthebene, den Talausgängen des Feldbachs, Rotenbachs und Wattwiler Dorfbachs im Thurtal sowie entlang der Jona (diverse kleinere einmündende Seitenbäche).

Linthebene

Die Bachschuttablagerungen des Giegenbachs (Bachschuttkegel bei Kaltbrunn) enthalten aufgrund des steilen Einzugsgebietes und der mässigen bis starken Zementierung der subalpinen Molasse vermehrt groben Schutt mit Steinen und Blöcken, Ton und Silt, jedoch nur wenig Sand. Die Bachschuttkegel bei Uznach und Schmerikon (Ernetschwilerbach, Aabach) hingegen sind vermehrt aus Sand und Kies, aber weniger Steinen, Blöcken und reinem Lehm aufgebaut, da ihr Einzugsgebiet flacher sowie von schwach bis mässig zementierten Molasseschichten und von mächtigen, sandig-kiesigen Lockergesteinen dominiert ist (SCHINDLER 2004). Der Aabach und der Ernetschwilerbach bildeten daher kiesigsandigere und damit zur Grundwassergewinnung besser geeignete Schuttkegel als der Giegenbach. Die Bachschuttablagerungen drängten die alten Linth-Läufe gegen SW ab, wobei sich die vermehrt aus siltig-sandigen Schichten bestehenden distaleren Bereiche der Bachschuttkegel mit den alluvialen Ablagerungen der Linth verzahnten.

Aus steileren Gerinnen (z. B. an den Flanken des Giegentobels und des Steinenbachtobels) entstanden vereinzelt auch Schuttkegel durch Akkumulation von Murgängen (Murgangkegel).

Kalksinter (Quelltuff)

Grössere Quelltuffbildungen mit typischer Treppenstruktur befinden sich im Hebeltobel bei Ranzach, im Goldinger Tobel nördlich von Chastel bei Neuhaus sowie bei Engelschwand nördlich der Chrüzegg. Alle drei Vorkommen sind an ergiebige Quellhorizonte gebunden, welche durch erosives Anschneiden lokaler Grundwasservorkommen (über dem stauenden Molassefels liegende Schotter bzw. Sackungsmassen) durch die genannten Bachtobel entstanden. Kleinere Aufschlüsse (v. a. in kleineren Bächen) wurden mit einem Punktsymbol gekennzeichnet.

Verlandungssedimente (vorwiegend Silt, z. T. mit Seekreide, Torf)

Vor 2000 bis 1500 Jahren nahm der Zürcher Obersee weite Teile der heutigen Linthebene ein, so auch – im Norden durch die Schuttfächer der Seitenbäche begrenzt – das Gebiet zwischen dem heutigen Ufer bei Schmerikon und dem Kaltbrunner Riet. Historische Karten belegen eine bei Grinau vom restlichen Obersee abgetrennte Seefläche südlich des Buechbergs (Tuggener See) zwischen ca. 1000 und 1550 n. Chr. SCHINDLER (2004) beschreibt den zeitlichen und räumlichen Verlauf der Verlandung des Zürcher Obersees und des Tuggener Sees durch das nach NW progradierende Delta der Linth anhand von geologischen, archäologischen und historischen Daten. Demnach verlandeten ab ca. 1450 die restlichen, mehrheitlich seichten Wasserflächen in nur rund 100 Jahren. Die vorwiegend tonig-sil-

tigen, feinsandigen, stellenweise mit Seekreide und Torf wechsellagernden Verlandungssedimente werden fast durchwegs von noch jüngeren kiesig-sandigen oder sandig-siltigen Ablagerungen der Linth und der angrenzenden Bachschuttkegel überdeckt, sodass sie in der Linthebene nur in Bohrungen nachzuweisen sind. Ufernahe Verlandungssedimente finden sich nördlich des Obersees bei der Station Bollingen und an der Landzunge bei Oberbollingen.

Torfmoore

Unter Naturschutz stehende, im Bundesinventar der Hoch- und Übergangsmoore von nationaler Bedeutung des Bundesamtes für Umwelt eingetragene Torfmoorreste sind auf dem Rickenpass (Gebiet Durchschlagen) und in einem ausgedehnten Waldstück SW Unter Hüttenbüel (ca. 1,5 km NNE Regelstein) zu finden. Vereinzelt gibt es Hinweise, dass in diesen Gebieten auch Torf gestochen wurde. Ein kleineres Torfvorkommen befindet sich auch im Wängibachtobel östlich unterhalb Altwis (östlich Rieden) zwischen zwei Rutschmassen.

Sümpfe (z.T. drainiert)

Flachmoore sowie Sumpfgebiete in Geländemulden und Uferbereichen von Gewässern treten vor allem auf dem Rickenpass, in der Linthebene und zwischen den Felsrippen der westlichen aufgerichteten mittelländischen Molasse auf. Besonders erwähnenswert sind die ausgedehnten und unter Naturschutz stehenden Moorgebiete von Hüttenbüel (nördlich Regelstein), Durchschlagen (SW Ricken) und zwischen Kaltbrunn und Schmerikon (Kaltbrunner Riet, Burgerriet und Mündungsbereich der Linth). Das Gebiet von Hüttenbüel ist Teil des Bundesinventars der Moorlandschaften von besonderer Schönheit und von nationaler Bedeutung (Bundesamt für Umwelt).

Drainierte Sumpfgebiete wurden bei Schönenberg südlich Wattwil und bei Uetenberg westlich Eschenbach ausgeschieden. Die durch die Linthkorrektion sowie durch die spätere grossflächige Melioration trockengelegten Sumpfgebiete der Linthebene konnten hingegen nicht abgegrenzt werden.

Ehemalige Flussläufe, ehemalige Bachläufe

Die auf der Karte dargestellten ehemaligen Läufe der Linth vor der Linthkorrektion (1807–1823) wurden unverändert von SCHINDLER (2004) übernommen, der sich neben historischen Unterlagen auch auf morphologische Feldbefunde und Bohrungen stützte. Alte topographische Aufnahmen der Region betreffend Linthwerk finden sich beispielsweise in SPEICH (2003).

Der ehemalige Lauf der Thur bei Wattwil wurde während der Thurkorrektion (1906–1914) begradigt und ist beispielsweise in BISCHOFBERGER & KOLLER (2004) dokumentiert.

Im Giegentobel konnte an zwei Stellen der ehemalige Verlauf des Giegenbachs kartiert werden (beide liegen im Bereich von Rutschmassen).

q_a Subrezente bis rezente Alluvionen

Die jüngsten Flussablagerungen der Linth, der Thur und grösstenteils auch der Jona werden als rezente Alluvionen dargestellt, obschon seit der Korrektion der Flüsse infolge von Begradigung, Begrenzung durch Dämme, Tieferlegen der Sohle, Verbauung usw. in der Regel keine Flusssedimente mehr abgelagert werden. Diese Ablagerungen werden daher als subrezente Alluvionen bezeichnet.

Entlang der ehemaligen Linthläufe bestehen die Ablagerungen vorwiegend aus Kies und Sand, während die angrenzenden Überschwemmungsbereiche aus feinsandig-siltigen oder tonig-siltigen Sedimenten, oft vermengt mit organischem Material, aufgebaut sind (SCHINDLER 2004). Gegen Norden verzahnen sich die Ablagerungen der Linth mit denjenigen der ebenfalls am Aufbau der Alluvialebene beteiligten Seitenbäche (distale Bereiche der Bachschuttkegel).

Rezente Alluvionen werden im Gebiet von Atlasblatt Ricken hauptsächlich durch kleinere Fliessgewässer abgelagert, wiederum oft verzahnt mit Bachschuttablagerungen aus seitlichen Zuflüssen, so z.B. im Steinenbachtobel, im Giegenbachtobel, durch den Ernetschwilerbach und den Goldinger Bach.

Künstlich gestaltete Geländeform, Hohlwege

Bei Schutt nördlich des Atzmännigs wurde der Parkplatz der Bergbahn auf der Schuttmasse des Bergsturzes von 1816 erstellt, wobei das ursprüngliche Relief stark ausgeebnet werden musste. Weiter NE wurde am Übergang von versacktem Molassefels zu Moräne das Gelände beim Bau des Campingplatzes künstlich umgestaltet.

Bei den Hohlwegen wurden nur die besonders ausgeprägten, historisch belegten ausgeschieden:

- bei Bürgeli oberhalb der Kirche Rieden
- bei Lampertschwand südlich Rieden
- bei Eggli südlich Wattwil
- bei Echeltschwil NE Bürg

Weitere, künstlich gestaltete Geländeformen stellen archäologische Erdwälle oder Halsgräben (bei mittelalterlichen Burgen) dar. Diese werden im Kapitel Ur- und Frühgeschichte beschrieben.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

In den zahlreichen ehemaligen Kiesgruben, stellenweise aber auch in natürlichen Depressionen, wurden z.T. grosse Mengen an Auffüllmaterial eingelagert,

wobei dieses zumindest teilweise mit Abfällen belastet ist (ehem. Deponien). Bedeutende Aufschüttungen fanden während des Baus der Autobahn A 53 (Damm zwischen Uznaberg und dem Buechberg), der Umfahrungstrasse Eschenbach – Jona sowie der Bahnlinie zwischen Rüti und Gibswil (Bahndämme) statt. Bedeutende Materialmengen wurden auch im Rahmen der Linthkorrektion für die Schutzwälle beidseits des Linthkanals verschoben und dort abgelagert. Ausbruchmaterial aus dem Rickentunnel wurde entlang der Bahnlinie nahe des Nordportals südlich Wattwil sowie beim Südportal und beim Bahnhof Kaltbrunn abgelagert. Die meisten der ehemaligen Kiesgruben auf dem zürcherischen Kantonsgebiet sind auf der Rohstoffkarte Kies des Kantons Zürich von 1996 eingezeichnet (JÄCKLI 1996).

TEKTONIK

Im Gebiet von Atlasblatt Ricken folgen von SE nach NW folgende tektonische Einheiten (Tektonische Übersichtskarte 1: 200 000 und Taf. III, Fig. 19):

- Die subalpine Molasse inkl. der nördlich vorgelagerten Triangelzone
- Der aufgerichtete Südrand der mittelländischen Molasse; die Schichtabfolge wird gegen Süden durch die Randunterschiebung gegen die subalpine Molasse begrenzt
- Die flachliegende (gefaltete) mittelländische Molasse

Die generelle Struktur dieser tektonischen Hauptelemente im Gebiet von Atlasblatt Ricken lässt sich sehr gut im Profilschnitt erkennen (vgl. Fig. 3 und Taf. I).

SUBALPINE MOLASSE

Kronberg-Schuppe

Die basale Aufschiebung der Kronberg-Schuppe, *Hauptaufschiebung oder A_2-Störung* (= «Kernaufschiebung der 2. Antiklinale», HABICHT 1945 a) wird von der Randunterschiebung NW des Regelsteins abgeschnitten (s. a. Profil 3, Taf. I). Bei Egg erkennt man anhand der tektonisch sehr stark beanspruchten Felsschichten und nach dem Befund im Rickentunnel (Profil von P. Christ 1920 in KOPP 1937) eine weitere steil stehende Störungszone (*Regelstein-Störung A_3*), welche im Gebiet von Atlasblatt Nesslau wahrscheinlich mit den lokalen Störungszonen bei Ebnat-Kappel bzw. weiter östlich bei Mistelegg (Neckertal) korreliert werden kann (ZAUGG & LÖPFE 2011). Im Gebiet Obergirlen zeichnet sich am östlichsten Rand von Atlasblatt Ricken der Verlauf der Regelstein-Störung wahrscheinlich durch eine Reihe von Einsturztrichtern ab.

Die subalpine Molasse SE der Hauptaufschiebung wird bis zur *Tanzboden-Überschiebung* (äusserste SE-Ecke des Gebiets von Blatt Ricken) zur Kronberg-Schuppe gezählt (Kronbergzone s. l. nach HABICHT 1945 a). Sie umfasst im Gebiet von Atlasblatt Ricken fast ausschliesslich Schichten der USM I, knapp nördlich der Tanzboden-Überschiebung finden sich auch Schichten der USM II). SE der Tanzboden-Überschiebung grenzt die *Zone «Kronberg-Süd»* (HABICHT 1945 a) an, welche aus USM I besteht.

Im zentralen Bereich der Kronberg-Schuppe scheidet HABICHT (1945 a) die *«Breitenau-Antiklinale»* und die *«Giegenbach-Synklinale»* aus, die im Gebiet des östlich angrenzenden Atlasblattes Nesslau gegen SE einbiegen und in eine Faltenstruktur, die so genannte «Toggenburger Flexur», übergehen (HABICHT 1945 a, ZAUGG & LÖPFE 2011). An J. Habichts Typlokalitäten handelt es sich jedoch nicht um echte Faltenstrukturen, sondern um im Kern gestörte Antiklinal- bzw. Synklinalzonen.

Die *«Giegenbach-Synklinale»* tritt bei einer vernässten Sattelzone knapp nördlich Pkt. 1211 (ca. 800 m ESE Regelstein) von Osten her kommend auf das Gebiet des Kartenblattes über und zieht in das Giegentobel hinunter. Bei Undere Spitzenegg (Koord. 724.160/233.475) markiert fast horizontal gelagerter Ebnat-Sandstein den Verlauf der Achsenebenenspur. Beidseits hangaufwärts wird die ENE streichende Sandsteinbank rasch steil, wobei die Schichten des SE-Schenkels der Synklinale etwas steiler einfallen als diejenigen des NW-Schenkels (vgl. Profil 3, Taf. I). Gemäss HABICHT (1945 a) verläuft im Kern der Giegenbach-Synklinale im Bereich des Giegentobels eine SSE-fallende Aufschiebung mit gegen Westen sich vergrösserndem Aufschiebungsbetrag. Eine solche Aufschiebung konnte nach unseren Feldbefunden nicht beobachtet werden. Da die Schichtlagerung vor allem im SE-Schenkel nahe der Achsenebene meist sehr steil ist, ist eine tektonische Verstellung (Knickung) des SE-Schenkels gegenüber dem NW-Schenkels wahrscheinlich. Ein Aufschiebungsbetrag von 400–500 m (HABICHT 1945 a) bei einer synklinalen Achsenebene, die nachweislich nicht überkippt ist, ist jedoch nur sehr schwer vorstellbar. Im Gebiet Dürrtann und Schwamm (SE Regelstein) finden sich entlang der Forstwege Aufschlüsse mit ca. 50–75° steil nach SW (Azimut ca. 130–150°) einfallenden Schichten im Wechsel mit solchen flacher Schichtlagerung (in NE- bis SW-Richtung). Diese Phänomene werden als «Knickbänder» interpretiert, welche max. 50 m breit sind und über mehrere 100 m ungefähr konkordant zur Schichtung verlaufen.

Die *«Breitenau-Antiklinale»* verläuft am Ostrand des Gebietes von Atlasblatt Ricken durch das Sumpfgebiet der Breitenau und zieht weiter westlich ca. 225 m NE Pkt. 1170 auf die NW-Seite des SW–NE verlaufenden Grates bei Wielesch. Im NW-Schenkel der Antiklinale fallen die Schichten steil mit ca. 60–90° in nördliche Richtung, im SE-Schenkel mit ca. 50–70° in SE Richtung ein. Im Gegensatz zur Giegenbach-Synklinale ist hier eine antiklinale Kernstörung durchaus denkbar. Diese scheint sich im Wald nördlich Wielesch – Chirnenberg in mehrere kleine sekundäre Störungen aufzuspalten, die wiederum von parallel verlaufenden «Knickbändern» begleitet werden.

Im Rickentunnel wurde wenig nördlich des Südportals zuerst eine Antiklinale, dann eine Synklinale durchörtert (HABICHT 1945 a). Diese Befunde stellen jeweils den südwestlichsten Nachweis der Breitenau-Antiklinale bzw. der Giegenbach-Synklinale dar.

SE der Breitenau-Antiklinale fallen die Schichten anfänglich steil (ca. 70–50°), dann weiter nach SE kontinuierlich flacher mit ca. 40–25° in SE Richtung ein.

Triangelzone

Die *Triangelzone* wird auf dem Atlasblatt Ricken durch die Randunterschiebung im NW und durch die Kronberg-Aufschiebung (Hauptaufschiebung oder A_2-Störung) im SE begrenzt:

Zwischen der Kronberg-Schuppe und der Randunterschiebung befindet sich eine tektonisch sehr stark verschuppte Abfolge aus überwiegend steil nach SE bzw. NW einfallenden Schichten der USM. Oft liegen gemischte Schichtabfolgen bestehend aus Mergel, Kalksandstein (Ebnat-Sandstein) und «granitischem» Sandstein der USM I und II vor. Die gesamte Triangelzone ist durch den Rickentunnel durchfahren worden (SCHUPPLI 1952).

Der Buechberg wird aus USM II aufgebaut und stellt die Füllung der *Grinau-Synklinale* dar (vgl. S. 95). Die asymmetrisch ausgebildete Synklinale (breiter NW-Schenkel, reduzierter SE-Schenkel) wird im NW durch die Achsenebene der *Lachen-Antiklinale* begrenzt und im SE von der steil nach SE einfallenden Kronberg-Aufschiebung tektonisch abgeschnitten. Die Synklinalachse taucht gegen SW mit ca. 2° ab. Die NE Fortsetzung des NW-Schenkels der Grinau-Synklinale verläuft nach Uznach und Gommiswald, wo der z.T. Geröll führende «granitische» Sandstein steil nach SE einfällt. Er kann gegen NE bis Attenbach (westlich Egg) und bis unmittelbar an die Randunterschiebung verfolgt werden. Der SE-Schenkel wird gegen NE durch die Kronberg-Aufschiebung weiter reduziert und verschwindet schliesslich ganz. Die Achsenebene der Lachen-Antiklinale entspricht wahrscheinlich ebenfalls einer Kernaufschiebung, welche – von quartären Ablagerungen bedeckt – durch den Zürcher Obersee nördlich des Buechbergs nach Uznach verläuft und erstmals im Haslentobel südlich Ernetschwil zu Tage tritt. Weiter gegen NE kann die Kernaufschiebung nur sehr vage verfolgt werden. Aufgrund der zunehmenden Verengung zwischen Randunterschiebung und Kronberg-Aufschiebung stehen die Schichten in beiden Schenkeln der Antiklinale hier sehr steil und werden vermehrt von sekundären Störungen durchzogen, ehe sie schliesslich von der Randunterschiebung abgeschnitten werden.

AUFGERICHTETE MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Die Schichten der USM II fallen im NE des Kartenblattes nahe der Randunterschiebung mit ca. 30–45° in Richtung 315–330° ein. Gute Aufschlussverhältnisse liegen im Rickentobel vor, das subparallel zum Schichtstreichen verläuft, und in den vielen aufgelassenen, z.T. mit Grundwasser gefluteten Steinbrüchen bei Bildhus (SW Rickenpass). Entlang des Nordufers des Zürcher Obersees (Hügelzug Bannwald – Chlosterwald – Oberwald) fallen die Schichten der USM II mit bis zu 75° gegen NW ein. Hier bieten die Steinbrüche zwischen Schmerikon und Bollingen gute Einblicke in den Schichtaufbau und die Schichtlagerung der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Im Aabachtobel nördlich Brugg ist ein durchgehendes Profil durch die ältesten USM-II-Schichten aufgeschlossen. Diese bestehen hier aus übereinander gestapelten, mit ca. 50–60° gegen NW einfallenden Bänken aus «granitischem» Sandstein.

In den genannten Steinbrüchen bei Bollingen können zudem ausgeprägte oberflächennahe Klüfte beobachtet werden.

Randunterschiebung

Die Schichten der südlichen mittelländischen Molasse wurden entlang der Randunterschiebung nach SE auf die subalpine Molasse bzw. Triangelzone rücküberschoben (HABICHT 1945 a). Die Randunterschiebung trennt somit die aufgerichtete mittelländische Molasse von der subalpinen Molasse und stellt auch im Gebiet von Atlasblatt Ricken eine bedeutende tektonische Störungszone dar. Sie lässt sich erstmals östlich des Thunersees beobachten und ist über eine Länge von mehr als 130 km grösstenteils nachweisbar. Gegen NE (Atlasblatt St. Margrethen) verliert sie sich als schichtkonkordante Schubfläche im NW-Schenkel der «1. Antiklinale» (HABICHT 1945 b) und gegen SW zieht sie wahrscheinlich in die steilstehende «Kernstörung der Feusisberg-Antiklinale» hinein (HABICHT 1945 b, PAVONI 1960, SCHLANKE 1974, HANTKE et al. 2009 b). Bei Schindellegi zieht der Nordschenkel der Feusisberg-Antiklinale unter die Höhronen-Schuppe (HANTKE et al. 2009 a, vgl. Taf. III).

Im Nahbereich der Randunterschiebung finden sich mehrere subparallel verlaufende sekundäre Störungszonen (lokale Überschiebungsflächen). Mehrere solcher Schubflächen können in den nordwestlichsten, meistens steil gestellten Schichten der subalpinen Molasse im Tobel des Ernetschwilerbachs beobachtet werden (z. B. WSW Uetliburg bei Koord. 719.740/233.320). An mehreren Stellen treten auch Abschnitte mit flacher bis subhorizontaler Schichtung auf: «granitischer» Sandstein bei Koord. 718.100/232.550 SSW Ernetschwil, Ebnat-Sandstein bei Koord. 720.560/233.600 östlich Uetliburg. In den Mergeln der subalpinen Molasse fand sich lokal auch eine Kleinfalte: östlich Uetliburg bei Koord. 720.400/233.500 (Faltenachse ca. 050/40).

Nachfolgend werden einige Stützstellen für die Randunterschiebung im Gebiet von Atlasblatt Ricken beschrieben (von SW nach NE):

Im Seitentobel des Ernetschwilerbaches westlich Bol (SSW Ernetschwil) ist zwischen den obersten beiden Aufschlüssen mit «granitischen» Sandsteinen der subalpinen Molasse eine zur Randunterschiebung parallel verlaufende Sekundärstörung aufgeschlossen (Koord. 718.170/232.725, 360/50). Die Randunterschiebung verläuft nur wenig nördlich dieser Stelle.

Oberster Aufschluss im Bachtobel SW Uetliburg: Eine Bank aus «granitischem» Sandstein (USM II) der aufgerichteten mittelländischen Molasse (Koord. 720.010/233.510) fällt mit ca. 50° in Richtung 355° ein. Südlich unterhalb davon ist steilstehender (170/85) Ebnat-Sandstein der subalpinen Molasse anstehend. Die Randunterschiebung verläuft zwischen diesen beiden Aufschlüssen (s. a. HABICHT 1945 a,b) und dürfte mit ca. 50–60° in NW Richtung einfallen.

Ernetschwilerbach zwischen Chamm und Attenbach (Koord. 721.500/233.950): Die Randunterschiebung verläuft höchstwahrscheinlich zwischen den

letzten Kalksandsteinaufschlüssen der subalpinen Molasse (USM I) und dem weiter nördlich folgenden, von Sekundärstörungen durchzogenen «granitischen» Sandstein der aufgerichteten mittelländischen Molasse (USM II). Westlich dieser Stelle verläuft die Störung entlang des von Stumpenberg aus ins Bachtobel führenden, schmalen und z.T. stark verwachsenen Fusswegs unterhalb Chamm.

Rund 200 m nördlich Baumäst ist in einem Seitentobel des Ernetschwilerbachs Kalksandstein der subalpinen Molasse anstehend. Er fällt mit bis 70° in Richtung NW ein. Die Randunterschiebung verläuft hier rund 50 m nördlich des untersten Kalksandsteinaufschlusses.

Bei Churzenschwändli ist im Bachgerinne NW Egg auf Kote 1110 m ü.M. eine steil stehende Kalknagelfluh der Speer-Schüttung (310/70) der subalpinen Molasse aufgeschlossen. Die Randunterschiebung verläuft rund 100 m nördlich in aufschlusslosem Gebiet.

Im Gebiet Unter Hüttenbüel verläuft die Randunterschiebung wiederum in aufschlusslosem Gebiet (Runse bei Koord. 724.650/236.080) zwischen Aufschlüssen von «granitischem» Sandstein (aufgerichtete mittelländische Molasse) unmittelbar im NW und von steilstehendem Kalksandstein (subalpine Molasse) im SE.

Nach HABICHT (1945a) quert der Rickentunnel (Profil von P. Christ 1920 in KOPP 1937) die Randunterschiebung bei ca. km 3,23 ab Nordportal (auf ca. 550 m ü.M., s.a. Profil 3, Taf. 1). Unter Berücksichtigung aller Stützpunkte resultieren für die Randunterschiebung NW des Regelsteins und über dem Niveau des Rickentunnels ein Fallazimut von 323° und ein Fallwinkel um 45°. Gegen SW (Zürcher Obersee) wird eine steilere Stellung der Randunterschiebung erwartet. Gegen Osten (Atlasblatt Nesslau) verläuft sie etwas flacher (ZAUGG & LÖPFE 2011).

FLACHLIEGENDE MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Die Schichtlagerung in der flachliegenden mittelländischen Molasse ist mit max. 2–3° Einfallen generell so flach, dass das Streichen und Fallen der Schichten meist nicht direkt im Feld gemessen werden kann. Im Gebiet des Hörnli-Schuttfächers konnte jedoch anhand von verschiedenen Leithorizonten (z.B. Bentonitlagen, Meilener Kalk, Hüllistein-Konglomerat) inzwischen die Lagerungsverhältnisse der Schichten detailliert rekonstruiert werden (z.B. JORDAN & GANDER 2007, WYSSLING 2008, GUBLER 2009). Im Gebiet von Atlasblatt Ricken konnten in der flachliegendenmittelländischen Molasse die Ausläufer zweier Strukturen festgestellt werden:

Käpfnach-Roten-Antiklinale

Die Käpfnach-Roten-Antiklinale verläuft WSW–ENE und erreicht NW des Bachtels gerade noch die nordwestliche Ecke des Gebietes von Blatt Ricken, bevor sich die Antiklinalachse – leicht gegen ENE einfallend – allmählich abflacht und schliesslich ganz verschwindet.

Wädenswil-Schnebelhorn-Synklinale

SE des Bachtels fallen die Schichten der OSM II mit 1–2° gegen SE ein und biegen an der westlich Rüti WSW–ENE verlaufenden, weiter gegen NE etwas nach Norden abbiegenden Wädenswil-Schnebelhorn-Synklinale um (vgl. Profil 1, Taf. I). SE der Synklinale fallen die Schichten der OSM II bis USM II immer steiler gegen NW ein. Der Südschenkel der Wädenswil-Schnebelhorn-Synklinale leitet damit zur aufgerichteten mittelländischen Molasse über. Die Wädenswil-Schnebelhorn-Synklinale taucht im Westen des Kartenblattes allmählich in SW Richtung ab.

Brüche, Verwerfungen

Brüche finden sich im Gebiet von Atlasblatt Ricken äusserst selten: Am Under-Atzmännig weisen Teile der hier gegen NW einfallenden Nagelfluh der aufgerichteten mittelländischen Molasse (OSM I) entlang eines WNW–ESE streichenden Bruches lokale Verstellungen auf (Hügel bei Pkt. 1092).

Die SW–NE streichenden Schichten der Grinau-Synklinale am Buechberg werden westlich Hundsruggen durch einen ca. Nord–Süd verlaufenden Bruch sinistral leicht gegeneinander versetzt.

Tektonische Entwicklung am Südrand des Molassebeckens

KEMPF et al. (1999) haben, basierend auf PFIFFNER (1986) und PFIFFNER et al. (1997; vgl. Fig. 3), die Schuppenstruktur innerhalb der subalpinen Molasse palinspastisch abgewickelt, die sedimentär-tektonischen Prozesse rekonstruiert und in einem Raum-Zeit-Schema zusammengefasst dargestellt. Demnach nahmen die heute zwischen Wattwil und dem Alpenrand übereinandergeschobenen subalpinen Molasseschichten nach der Rückschiebung einen in NNW-SSE-Richtung mit mind. 30 km deutlich ausgedehnteren Ablagerungsraum ein, als es der heutigen Breite der subalpinen Molasse entspricht.

Während des Rupéliens erfolgte der diachrone Übergang (ca. 31,5–31 Ma) der marinen UMM (Horw-Sandstein) zur terrestrischen USM (KEMPF & PROSS 2005). Das Auftreten extrem grosser Flyschgerölle in den jüngsten Anteilen der südlichsten subalpinen Schuppen (z. B. Speer-Stockberg-Schuppe), das Fehlen von jüngerer USM (USM II) in den proximalen subalpinen Schuppen und das Fehlen der OSM in der subalpinen Molasse allgemein deutet darauf hin, dass damals der südlichere Teil des Molassebeckens bereits von alpinen Decken überfahren war. An der Wende Chattien/Aquitanien (um 23 Ma) wurden bereits abgelagerte USM-I-Schichten teilweise vom heranrückenden Gebirgskörper erfasst und in Form des sich entwickelnden Schuppenbaus der subalpinen Molasse in den orogenen Keil integriert. Ab ca. 20 Ma erfolgte die Platznahme der helvetischen Decken am Alpenrand und die weitere Akkretion und Überschiebung von Mo-

lasseschuppen; auch die Triangelzone begann sich vermutlich zu entwickeln. Im späten Burdigalien vor etwa 15 Ma (OSM II; Hörnli-Schüttung) erfolgte auch die Bildung der heute weiter nördlich gelegenen Schuppen der subalpinen Molasse und der helvetischen Decken; es bildeten sich die Triangelzone und die Randunterschiebung am Südrand der heutigen mittelländischen Molasse.

Geologie und Tektonik der Tiefbohrung Tuggen und des Buechbergs (Zürcher Obersee)

Zahlreiche Autoren haben in den vergangenen Jahrzehnten versucht, mittels lithologischer und tektonischer Vergleiche die beiden Talflanken westlich und östlich der Linthebene miteinander zu korrelieren und somit auch Aussagen über die lithostratigraphischen und tektonischen Verhältnisse der subalpinen Molasse unter der mächtigen Quartärdecke der Linthebene zu machen (u. a. OCHSNER 1935, KOPP 1937, RENZ 1937 a, HABICHT 1945 a,b, SCHUPPLI 1952, OCHSNER 1975). Diese Arbeiten wurden damals jedoch ohne Sedimentpetrographie (Schwermineral- und Karbonatanalysen) durchgeführt.

In den 1960er und 1970er Jahren wurden die östlich und westlich an die Linthebene angrenzenden Abfolgen der subalpinen Molasse (Ricken-Kronberg-, Pfifegg-Rigi- und Grindelegg-Höhronen-Gebiet) sowie der aufgerichtete Südrand der mittelländischen Molasse eingehend sedimentpetrographisch untersucht (HOFMANN 1957, FÜCHTBAUER 1964, MÜLLER 1971, STÜRM 1973, SCHLANKE 1974, FREI 1979, S. Schlanke in HANTKE et al. 2009 b). Diese wie auch andere Arbeiten erbrachten die übereinstimmende Erkenntnis, dass sich die Molasse aufgrund bestimmter Schwermineralassoziationen und Karbonatwerte bestimmten Herkunftsgebieten einzelner Schüttungen zuordnen lässt und dadurch sowohl lithostratigraphisch, lithofaziell und auch tektonisch gliederbar ist. Dadurch konnten auch laterale Korrelationen durchgeführt werden (vgl. Fig. 23).

Bei den früheren Autoren besteht über die Nord-Süd-Abfolge der tektonischen Molasseeinheiten im Bereich der Linthebene der auch heute noch gültige Konsens (Fig. 19).

Sedimentpetrographie

Zur übersichtlichen Charakterisierung der verschiedenen Schwermineralassoziationen werden in Übereinstimmung mit FÜCHTBAUER (1964) sedimentpetrographische Formeln verwendet.

Da Granat oft in grossen Mengen auftritt, wird er gesondert gezählt. Die Granatprozente werden wie folgt berechnet: Die Anzahl der bestimmten Schwerminerale (ohne Granat) werden = 100 % gesetzt und der Granat wiederum in Prozent aller Schwerminerale ausgedrückt. In der sedimentpetrographischen Formel wird Granat immer vorangestellt. Tritt er als häufigstes Schwermineral auf, wird er

gross (G) geschrieben, sonst klein (g). Die übrigen Schwerminerale folgen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Hauptgemengteile ≥10% werden gross geschrieben, Nebengemengteile (2– <10%) klein.

Die Abkürzungen bedeuten:
G = Granat, Z = Zirkon, A = Apatit, E = Epidot, R = Rutil, T = Turmalin, S* = Spinell, S = Staurolith, A/S = Quotient Apatit/Spinell, A/E = Quotient Apatit/Epidot, C* = Gesamtkarbonatgehalt, C = Kalzit, D = Dolomit, C/D = Quotient Kalzit/Dolomit.

Im Folgenden werden die bis anhin unpublizierten Ergebnisse der sedimentpetrographischen Untersuchungen der Tiefbohrung Tuggen, des Buechberg-Nationalstrassentunnels A53 sowie des NW-Endes des Buechbergs (Steinbruch Guntliweid) dargestellt und diskutiert.

Tiefbohrung Tuggen

Die Tiefbohrung Tuggen (Koord. 714.810/228.725) wurde in den Jahren 1925–1928 abgeteuft und erreichte eine Endteufe von 1647,75 m. Nach 236 m quartären Ablagerungen erreichte die Bohrung den Felsuntergrund, der bis zur Endteufe aus Unterer Süsswassermolasse (USM) der subalpinen Molasse besteht. In SCHUPPLI (1952) wird, vorwiegend basierend auf dem Bericht von KOPP (1937), die Molasseabfolge dem älteren Teil der USM (Chattien) zugeordnet. Erwähnt wird, dass neben Sandstein vom Typus Ebnat-Sandstein, unterhalb von ca. 500 m vermehrt bunter Mergel auftritt, welcher der «Unteren Bunten Molasse» oder dem unteren Teil des Ebnat-Sandsteins zugeschrieben wird. Zudem wurde festgestellt, dass im Bohrprofil keine «Granitische» oder «Pseudogranitische Molasse» (spätes Chattien bis Aquitanien) auftritt. Tektonisch wird die gesamte Abfolge in die Pfifegg-Schuppe gestellt. Gemäss KOPP (1937) weisen die Schichten bis ca. 1300 m Bohrtiefe ein mittleres Einfallen gegen SE von ca. 60° auf, darunter nehmen die Fallwinkel bis zur Endteufe kontinuierlich bis auf 20° ab.

Abschnitt A: Proben 305–478 m (vgl. Fig. 20 u. Tab. 1, 2)

Der oberste Abschnitt ist durch einen sehr hohen Spinellanteil charakterisiert. Ausser Zirkon und Granat als Hauptgemengteile treten die übrigen Schwerminerale als Nebengemengteile auf. Die Eigenständigkeit dieser Abfolge wird auch durch den sehr niedrigen Quotienten A/S (Mittelwert 0,06) geprägt. Der Gesamtkarbonatgehalt liegt bei 60%, einen beachtlich hohen Mittelwert erreicht Dolomit (24%). Der fehlende Epidot- und geringe Apatitanteil sowie der hohe Karbonatgehalt schliessen die Präsenz jüngerer Schüttungen (USM II) aus.

Aufgrund des hohen Spinell- und Karbonatanteils könnte der Abschnitt A sowohl der chattischen Rigi- als auch der Speer-Schüttung (Ebnat-Sandstein, USM I) zugeschrieben werden. Die spezifische Zuordnung dieses Abschnitts

N

Mittelländische Molasse (USM II–USM III)

Aufgerichteter Südrand der mittelländischen Molasse

Im Westen: Scheitel der Feusisberg-Antiklinale

Im Osten: Randunterschiebung (nordfallend)

Triangelzone mit stark verschuppten und gestauchten Antiklinal- und Synklinalstrukturen (nord- und südfallend, USM I – USM II)

Im Gegensatz zum Rickengebiet ist die Randunterschiebung im Gebiet der nördlichen Linthebene nicht aufgeschlossen.
Die südlichste Synklinalstruktur entspricht der Buechberg-Grinau-Synklinale

Grindelegg-Aufschiebung (südfallend)

Grindelegg-Schuppe* (südfallend, oberste USM I)

auch St.-Jost-Schuppe genannt. Diese Element wurde westlich des Ägerisees zwischen der Höhronen- und der Rigi-Schuppe definiert. Im Bereich der nördlichen Linthebene wird sie nicht von allen Autoren erwähnt. An der Oberfläche ist sie nicht aufgeschlossen; sie fehlt vermutlich weiter östlich.

Rigi-Pfifegg-/Kronberg-Aufschiebung (= Hauptaufschiebung, früher als A_2 bezeichnet, südfallend)

Pfifegg-/Kronberg-Schuppe (südfallend, USM I)
(Äquivalent der Rigi-Schuppe s.l.)

S

Fig. 19: Regionaltektonischer Rahmen im Übergangsbereich mittelländische–subalpine Molasse im Gebiet der Atlasblätter Einsiedeln, Linthebene und Ricken mit Bezeichnung und Charakterisierung der verschiedenen tektonischen Einheiten. *Die Grindelegg-Schuppe (nach S. Schlanke in Hantke et al. 2009 b) besteht vorwiegend aus Sedimenten der Grindelegg-Schüttung (spätes Chattien, USM I). Sie enthält petrographische Charakteristika sowohl der altersmässig vorhergehenden «Karbonatreichen Molasse» (Rigi-Schüttung, USM I) als auch der nachfolgenden «Granitischen Molasse» (Höhronen-Schüttung, USM II). Bereits frühere Autoren ordneten die Grindelegg-Abfolge einer eigenständigen Schüttung zu, die aber immer wieder Interferenzen der versiegenden Rigi-Schüttung sowie der neu entstehenden Höhronen-Schüttung in sich vereinigt.

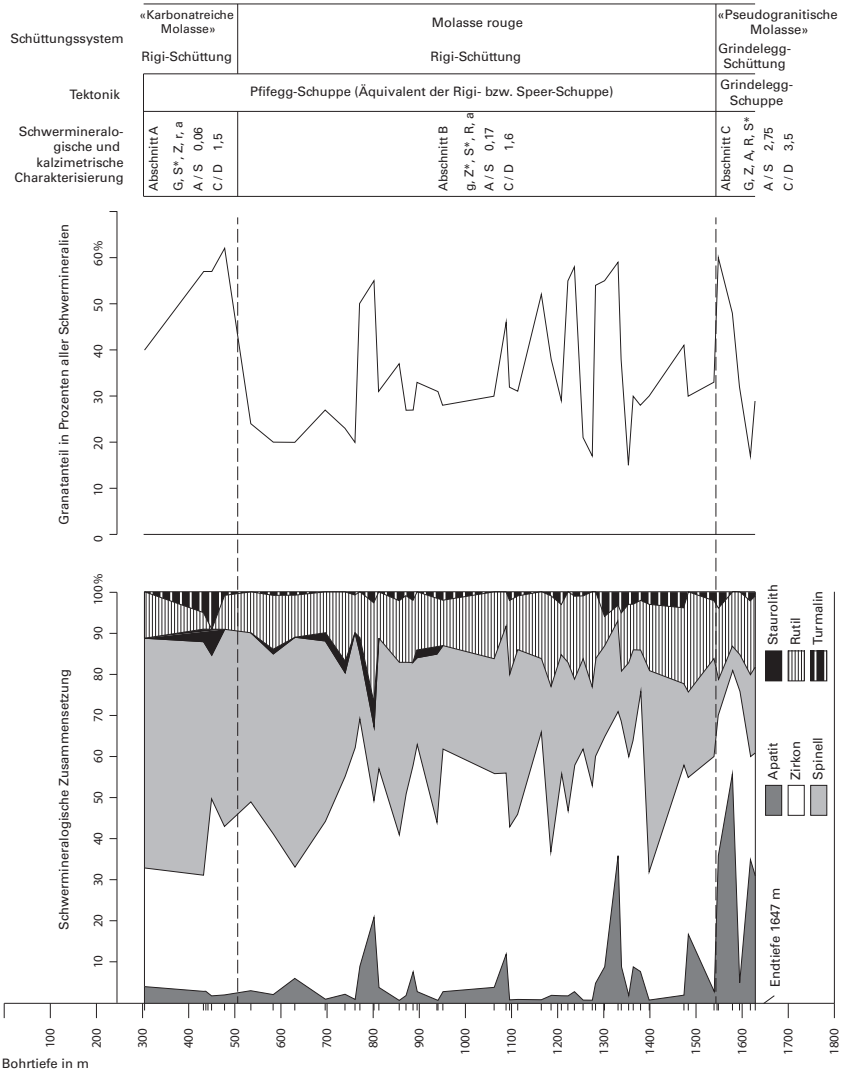


Fig. 20: Schwermineralverteilung in der Tiefbohrung Tuggen und deren sedimentpetrographische Gliederung.

Tab. 1: *Sedimentpetrographische Mittelwerte der Schwermineralien und des Karbonats in den verschiedenen Gesteinsabschnitten der Tiefbohrung Tuggen.*

		G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S*	C*	C	D	C/D
Abschnitt A	305–478 m	53	34	3	0	9	3	50	2	0,06	60	36	24	1,5
Abschnitt B	535–1539 m	34	49	5	0	14	2	29	1	0,17	52	32	20	1,6
Abschnitt C	1545–1629 m	42	37	33	0	16	2	12	0	2,75	36	28	8	3,5

zur «Karbonatreichen Molasse» der Rigi-Schüttung erfolgt in erster Linie aufgrund seiner geringen Staurolithführung (Staurolith = ein Leitmineral der Speer-Schüttung) sowie der niedrigen Quotienten A/S* (0,06) und C/D (1,5), vgl. auch Figur 23. Eine namhafte Präsenz von Molasse rouge (tiefster Teil der Rigi-Schüttung) erscheint in diesem Abschnitt aufgrund des niedrigen Rutilanteils sowie des sehr kleinen Quotienten A/S* eher gering (vgl. Tab. 1, Tab. 2).

SM-Formel: G, S*Zrats

Kalzimetrie: C* 60%, C 36%, D 24%, C/D 1,5

Abschnitt B: Proben 535 m–1539 m, (vgl. Fig. 20 u. Tab. 1, 2)

Der mittlere Abschnitt des Bohrprofils ist geprägt durch eine Zirkon-, Granat-, Spinell- und Rutil-Vergesellschaftung. Der Übergang aus dem Hangenden ist einerseits charakterisiert durch eine markante Abnahme des Granat- und Spinellanteils, andererseits durch eine Zunahme von Zirkon und Rutil. Apatit rangiert wiederum als Nebengemengteil. Bedingt durch den im Vergleich zum Abschnitt A niedrigeren Mittelwert von Spinell (29%) erhöht sich der Quotient A/S gegenüber dem Hangenden von 0,06 markant auf 0,17. Hinsichtlich der Kalzimetrie sind gegenüber dem Hangenden keine tiefgreifenden Veränderungen zu beobachten.

Aufgrund der sedimentpetrographischen Mittelwerte kann der Abschnitt B mehrheitlich der Molasse rouge, d.h. dem tieferen Teil der Rigi-Schüttung, zugeordnet werden. Allerdings sind im Profil auch untergeordnet Einschaltungen der «Karbonatreichen Molasse» zu erkennen. Inwieweit dies auf tektonische oder synsedimentäre Ereignisse zurückzuführen ist, bleibt offen. Wenig wahrscheinlich ist die von SCHUPPLI (1952) vorgenommene Zuordnung zur Unteren Bunten Molasse der Speer-Schüttung, da letztere – im Gegensatz zum Abschnitt B (Molasse rouge) – extrem niedrige Dolomitwerte (5%), einen sehr hohen Quotienten C/D (7,7) und deutlich niedrigere Spinellanteile (9%) aufweist. (vgl. Tab. 1, 2).

SM-Formel: g, ZS*Rsta

Kalzimetrie: C* 52%, C 32%, D 20%, C/D 1, 6

Abschnitt C: Proben 1545–1629 m (vgl. Fig. 20 u. Tab. 1, 2)

Der unterste Abschnitt unterscheidet sich vom hangenden Abschnitt B (Molasse rouge) in erster Linie durch den markant erhöhten Apatitanteil (von 5% auf 33%), den Rückgang von Zirkon (von 49% auf 37%) sowie Spinell (von 29% auf 12%). Auch hier zeigt sich das komplementäre Verhalten der Spinell- und Apatitwerte. So steigt gegenüber dem Hangenden der diagnostisch signifikante Quotient A/S von 0,17 auf 2,75. Hinsichtlich der Karbonatwerte unterscheidet sich dieser Abschnitt ebenfalls vom Hangenden. Der Gesamtkarbonatgehalt fällt von 52% auf 36% und der Dolomitanteil sinkt markant von 20% auf 8%. Bei ungefähr gleich bleibendem Kalzitgehalt erhöht sich das Verhältnis C/D somit auf den signifikant hohen Wert von 3,5.

Aufgrund des hohen Apatit- und relativ niedrigen Spinellanteils sowie des Quotienten A/S* (2,75) und vor allem der relativ niedrigen Karbonatwerte kann der Abschnitt C weder zur Rigi- noch zur Speer-Schüttung gestellt werden. Vielmehr sprechen die sedimentpetrographischen Daten für eine Zuordnung zur Grindelegg-Schüttung («Pseudogranitische Molasse», jüngster Teil USM I). Die Gründe hierfür sind folgende:

a) Gegenüber der Unteren Bunten Molasse fehlt in der Grindelegg-Schüttung und dem Abschnitt C das Leitmineral Staurolith, zudem ist der Apatitgehalt signifikant höher.
b) Gegenüber der Molasse Rouge weisen die Grindelegg-Schüttung und der Abschnitt C unter anderem einen signifikant höheren Apatit- sowie einen tieferen Spinell- und Dolomitanteil auf.
SM-Formel: G, ZARS*t
Kalzimetrie: C* 36%, C 28%, D 8%, C/D 3,5

Zusammenfassung

Abschnitt A (Proben 305–478 m): USM I, Chattien, «Karbonatreiche Molasse», Dominanz der Rigi-Schüttung, sehr hoher Spinell-, geringer Apatitanteil, sehr niedriger Quotient Spinell/Apatit, hohe Karbonatwerte.

Abschnitt B (Proben 535–1539 m): Tiefere USM I, frühes Chattien, Molasse rouge, Dominanz der Rigi-Schüttung. Wenig Staurolith.

Gegenüber dem Hangenden: tieferer Granat- und Spinellanteil, höherer Quotient Apatit/Spinell.

Abschnitt C (Proben 1549–1628 m): Obere USM I, spätes Chattien, «Pseudogranitische Molasse», vorwiegend Grindelegg-Schüttung,

Gegenüber dem Hangenden: deutlich erhöhter Apatitanteil, Rückgang der Spinellwerte, markant höherer Quotient Apatit/Spinell, geringere Karbonatwerte (v.a. Dolomit).

Tektonische Interpretation der Sedimentpetrographie und ihrer Ergebnisse der Tiefbohrung Tuggen

Abgesehen von kleineren Details lassen sich die Vorstellungen früherer Autoren im wesentlichen auf die folgenden drei Hauptinterpretationen reduzieren (Fig. 21):

Auffassung I: Die südfallende Hauptaufschiebung (tektonische Basis der Rigi-/Pfifegg-/Kronberg-Schuppe) liegt nördlich der Bohrung Tuggen und grenzt an die Buechberg-Grinau-Synklinale (südlichster Teil der Triangelzone). Eine allfällige Präsenz der Grindelegg-Schuppe wird nicht erwähnt. Gemäss dieser Auffassung müssten in der gesamten Bohrung Schichten der Pfifegg-Schuppe («Karbonatreiche Molasse», Molasse rouge, USM I) auftreten.

Diese Auffassung wird durch KOPP (1937) vertreten; SCHUPPLI (1952) und HANTKE (1956) schliessen sich dieser Interpretation an.

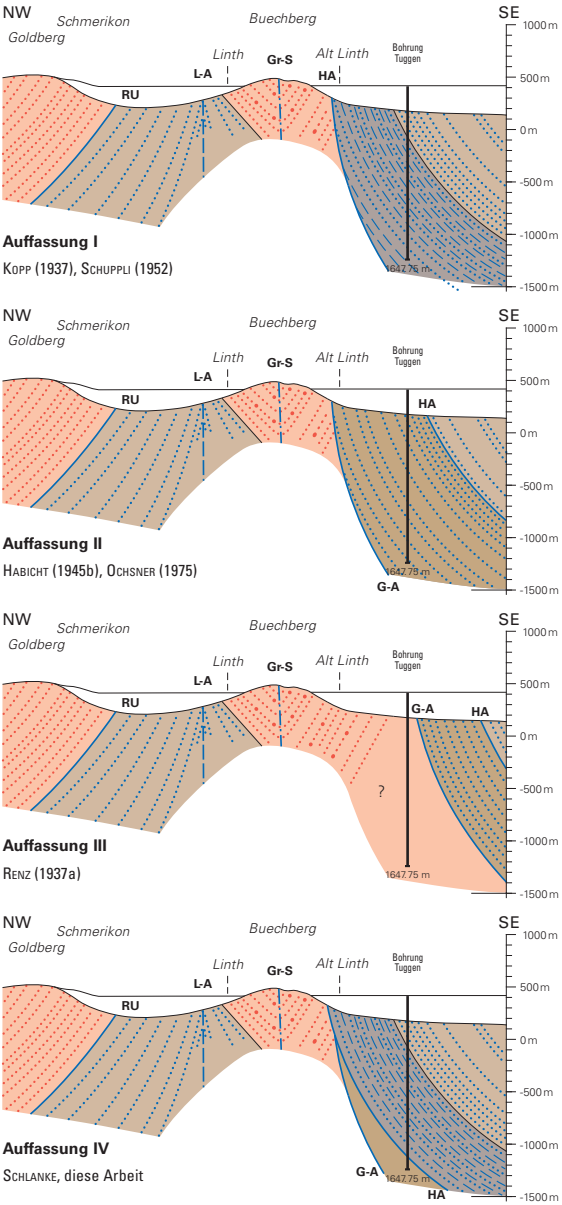
Auffassung II: Die südfallende Hauptaufschiebung (Rigi-/Pfifegg-/Kronberg) liegt südlich der Bohrung Tuggen. Von Westen her kommend verläuft die Grindelegg-St.-Jost-Aufschiebung nördlich der Bohrung Tuggen und lehnt sich am Südfuss des Buechbergs (anstelle der Hauptaufschiebung) an die Buechberg-Grinau-Synklinale (Triangelzone) an. Diese Auffassung vertreten die Autoren HABICHT (1945 b, Taf. VI) und OCHSNER (1975, Profilschnitte 5, 7). Demzufolge müssten im ganzen Bohrprofil Schichten der Grindelegg-Schuppe («Pseudogranitische Molasse», jüngster Teil der USM I) auftreten.

Auffassung III: Obwohl RENZ (1937 a) die Tiefbohrung Tuggen nicht erwähnt, muss aufgrund seiner tektonisch-stratigraphischen Übersichtskarte und Profile davon ausgegangen werden, dass er die Pfifegg-/Kronberg-Aufschiebung ebenfalls südlich der Bohrung durchzieht. Im Gegensatz zur Auffassung II liegt zudem die südfallende Grindelegg-Aufschiebung südlich des Bohransatzpunktes.

Dies würde bedeuten, dass im Bohrprofil auch aquitane «granitische» Serien (USM II) der Triangelzone anzutreffen sein müssten.

Die schwermineralogisch-kalzimetrische Gliederung des Bohrprofils (Fig. 20) sowie die vergleichenden sedimentpetrographischen Untersuchungen in den Molasseeinheiten östlich und westlich der Linthebene führen zu folgender tektonischer Interpretation (Auffassung IV, Fig. 21):

Abschnitt A, Proben 305–478 m: Dem vorliegenden sedimentpetrographischen Habitus zufolge ist der Abschnitt A eindeutig in die südfallende Pfifegg-Schuppe (USM I, Äquivalent der Rigi- bzw. Kronberg-Schuppe) zu stellen. Somit muss die Hauptaufschiebung zwangsläufig nördlich der Bohrung durchziehen, was der Auffassung I entspricht. Nicht zutreffend sind die Auffassungen II und III (HABICHT 1945, OCHSNER 1975, RENZ 1937 a), die einen südlicheren Verlauf der Hauptaufschiebung postulieren. Insbesondere widerlegt wird der in der Über-



G-A
Grindelegg-Aufschiebung

Gr-S
Grinau-Synklinale

HA
Hauptaufschiebung

L-A
Lachen-Antiklinale

RU
Randunterschiebung

Fig. 21: Gegenüberstellung der verschiedenen tektonischen Interpretationen der Tiefbohrung Tuggen. Zur Identifikation der lithologischen und tektonischen Einheiten vgl. Tafel I und Text S. 88–95.

sichtskarte von RENZ (1937) eingezeichnete südliche Verlauf der Grindelegg-Aufschiebung, da im gesamten Bohrprofil keine USM II auftritt. Offen hingegen bleibt die Frage, inwieweit die Grindelegg-Aufschiebung unter dem Lockergestein der Linthebene noch vor dem Unteren Buechberg die Felsoberfläche erreicht oder ob die Hauptaufschiebung direkt an die Sedimente des Buechbergs stösst (Auffassung I) und somit die Grindelegg-Schuppe diskordant überfährt und kappt.

Abschnitt B, Proben 535–1539 m: Der Abschnitt B wird dem tieferen Teil der Pfifegg-Schuppe (USM I, Molasse rouge) zugeordnet und bildet somit das stratigraphisch Liegende des Abschnitts A. Aufgrund des sedimentpetrographischen Profils ist anzunehmen, dass die Abfolge tektonisch eingeschuppte Partien der hangenden «Karbonatreichen Molasse» enthält. Elemente der Grindelegg-Schuppe oder der Triangelzone treten in diesem Abschnitt nicht auf. Hinsichtlich der früheren Auffassungen gelten dieselben Bemerkungen wie bei Abschnitt A. Die Molasse rouge erreicht in der Bohrung eine scheinbare Mächtigkeit von ca. 1000 m. Da in Oberflächenaufschlüssen nur max. 400 Schichtmeter beobachtet wurden, ist anzunehmen, dass die grosse Mächtigkeit in Abschnitt B möglicherweise auf tektonische Vorgänge (Schichtfallen, Repetitionen) zurückzuführen ist.

Abschnitt C, Proben 1545–1629 m: Die sedimentpetrographischen Daten des Abschnitts C sprechen für eine Zuordnung zur Grindelegg-Schuppe. Die Hauptaufschiebung müsste demnach das Profil zwischen 1539 m und 1545 m queren und die Felsoberfläche zwischen Unterem Buechberg und der Tiefbohrung Tuggen erreichen. Über den Verlauf der Grindelegg-Aufschiebung unter oder nördlich der Hauptaufschiebung herrscht Ungewissheit, da keine Aufschlüsse vorhanden sind. Es ist jedoch anzunehmen, dass die Grindelegg-Aufschiebung durch die Hauptaufschiebung überschnitten wurde (vgl. Profil 1, Taf. I).

Buechbergtunnel A 53

Mit dem Bau des Nord–Süd verlaufenden Autobahntunnels (je ca. 450 m Ost- und Weströhre) durch den östlichen Buechberg wurde 1974 ein einmaliger Einblick in die Buechberg-Grinau-Synklinale gewonnen.

Während des Vortriebs konnten 24 Proben entnommen und anschliessend sedimentpetrographisch untersucht werden. Lithostratigraphisch wird die Molasseabfolge der aquitanen USM II, tektonisch der Buechberg-Grinau-Synklinale (südlichster Teil der Triangelzone) zugeordnet (Fig. 22).

Sedimentpetrographisch lässt sich das Tunnelprofil von Norden nach Süden in drei Abschnitte gliedern:

Abschnitt A: km 5000 (Nordportal) bis ca. km 5183: Die mit 40–60° nach SW einfallenden Sandstein- und Mergellagen bilden den Nordschenkel der Buechberg-Grinau-Synklinale (Fig. 22). Sedimentpetrographisch besteht die Abfolge aus

Tabelle 2: *Sedimentpetrographische Werte der Tiefbohrung Tuggen.*

Bohrtiefe (m)	Abschnitt	Schwerminerale									Kalzimetrie			
		G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S*	C*	C	D	C/D
305		40	29	4	0	11	0	56	0	0,07	50	37	13	2,8
432		57	28	3	0	4	5	57	3	0,05	77	47	30	1,6
437	A	36	27	5	0	8	5	53	2	0,09	60	28	32	0,9
442		63	28	2	0	14	0	49	7	0,04	71	42	29	1,4
450		57	48	2	0	6	9	35	0	0,06	49	29	20	1,5
478		62	41	2	0	8	1	48	0	0,04	55	34	21	1,6
535		24	46	3	0	10	0	41	0	0,07	40	29	11	2,6
583		20	39	2	0	13	1	44	1	0,05	45	26	19	1,4
630		20	27	6	0	10	1	56	0	0,11	68	40	28	1,4
696		27	43	1	0	10	0	44	2	0,02	70	47	23	2,0
739		23	53	2	0	17	0	25	3	0,08	44	30	14	2,1
761		20	61	1	0	9	1	28	0	0,04	44	27	17	1,6
771		50	60	9	0	11	0	16	4	0,56	50	25	25	1,0
802		55	28	21	0	24	3	18	6	1,17	60	35	25	1,4
812		31	53	4	0	11	0	32	0	0,13	30	16	14	1,1
856		37	40	1	0	15	2	42	0	0,02	71	47	24	2,0
871		27	49	2	0	16	1	32	0	0,06	45	27	18	1,5
886		27	50	8	0	15	2	25	0	0,32	78	29	49	0,6
895		33	60	3	0	14	0	21	2	0,14	50	28	22	1,3
938		33	43	1	0	13	0	41	2	0,02	70	41	29	1,4
940		31	43	10	0	11	6	29	1	0,34	62	31	31	1,0
951		28	59	3	0	11	2	25	0	0,12	41	25	16	1,6
1062		30	52	4	0	16	0	28	0	0,14	47	28	19	1,5
1088		46	44	12	0	8	0	36	0	0,33	76	49	27	1,8
1095		32	42	1	0	18	2	37	0	0,03	49	27	22	1,2
1113	B	31	45	1	0	13	1	40	0	0,03	67	45	22	2,0
1165		52	65	1	0	16	0	18	0	0,06	86	42	44	1,0
1186		38	35	2	0	22	1	40	0	0,05	71	43	28	1,5
1208		29	54	2	0	12	3	29	0	0,07	41	27	14	1,9
1222		55	45	2	0	17	0	36	0	0,06	82	39	43	0,9
1236		58	55	3	0	20	1	21	0	0,14	46	27	19	1,4
1255		21	61	1	0	15	1	22	0	0,05	48	31	17	1,8
1275		17	52	1	0	23	0	24	0	0,04	26	15	11	1,4
1282		54	55	5	0	16	0	24	0	0,21	49	39	10	3,9
1302		55	56	9	0	7	6	22	0	0,41	49	40	9	4,4
1331		59	35	36	0	4	3	22	0	1,64	35	20	15	1,3
1338		38	60	9	0	14	5	12	0	0,75	23	6	17	0,4
1354		15	58	2	0	14	3	23	0	0,09	27	17	10	1,7
1364		30	55	9	0	11	3	22	0	0,41	35	23	12	1,9
1380		28	68	8	0	12	2	10	0	0,80	48	41	7	5,9
1398		30	31	1	0	16	3	49	0	0,02	47	34	13	2,6
1474		41	56	2	0	18	4	20	0	0,10	49	32	17	1,9
1483		30	38	17	0	24	0	21	0	0,81	51	41	10	4,1
1539		33	57	3	0	14	2	24	0	0,13	37	30	7	4,3
1545		65	36	37	0	14	4	9	0	4,11	40	33	7	4,7
1549		60	34	36	0	17	4	9	0	4,00	44	24	20	1,2
1579	C	48	25	56	0	13	0	6	0	9,33	45	39	6	6,5
1594		32	71	5	0	15	0	9	0	0,56	32	27	5	5,4
1618		17	25	35	0	18	2	20	0	1,75	15	11	4	2,8
1629		29	30	31	1	16	1	21	0	1,48	40	32	8	4,0
		G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S*	C*	C	D	C/D

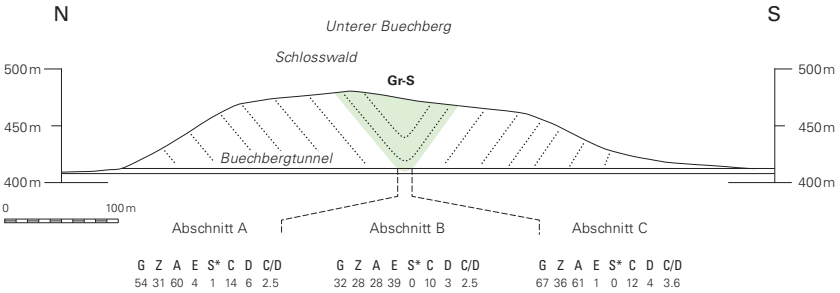


Fig. 22: Zusammengefasste Schwermineralverteilung im Profil des Buechbergtunnels.

einer Granat-Apatit-Zirkon-Vergesellschaftung mit relativ geringem Kalzit- und Dolomitgehalt. Epidot tritt nur als Nebengemengteil (<10%) auf.

Aufgrund der Schwermineralzusammensetzung und des Karbonatgehaltes kann dieser Abschnitt zweifelsfrei der Höhronen-Schüttung (USM II, Aquitanien) zugeordnet werden. Zum selben Befund führten bereits frühere Analysen von Oberflächenproben im Ostteil des Buechbergs (FÜCHTBAUER 1964).

Abschnitt B: km 5183 bis ca. km 5233: Bei km 5200 wurde der Muldenkern der Buechberg-Grinau-Synklinale und die jüngsten Sedimente des Buechbergs durchfahren. Im Unterschied zum vorherigen Abschnitt A mit Apatitdominanz weist nun dieser Abschnitt einen signifikant hohen Epidotanteil auf, der auf die Präsenz der Napf-Schüttung (jüngste USM II) zurückzuführen ist.

Abschnitt C: km 5233 bis km 5400: Die nach NW einfallenden Serien bilden den Südschenkel der Grinau-Synklinale und weisen mit ihrer Granat-Apatit-Zirkon-Dominanz praktisch dieselbe sedimentpetrographische Zusammensetzung auf wie der Abschnitt A (Nordschenkel) und sind ebenfalls eindeutig der Höhronen-Schüttung zuzuordnen. Der Synklinalbau des Buechbergs kann nun auch sedimentpetrographisch bestätigt werden: im Synklinalkern jüngste USM II (Epidotdominanz), in den Synklinalschenkeln ältere USM II (Apatitdominanz).

Die grundlegende sedimentpetrographische Verschiedenheit der Buechberg-Abfolge von dem nur ca. 1,5 km entfernten Bohrprofil Tuggen bestätigt zudem die Auffassung, dass beide Abfolgen durch die regional bedeutenden tektonischen Elemente der Haupt-(Kronberg-)Aufschiebung) und vermutlich auch der Grindelegg-Aufschiebung voneinander getrennt werden (s. Fig. 21).

Steinbruch Guntliweid (Koord. 711.280/229.420)

Nachdem die lithostratigraphische und sedimentpetrographische Einordnung am Ostende des Buechbergs geklärt werden konnte, stellte sich die Frage, inwieweit diese Ergebnisse auch auf das Westende des Buechbergs zutreffen. Letz-

Tabelle 3: *Sedimentpetrographische Werte des Buechbergtunnels.*

Buechberg-Profil	Ab-schnitt	G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S*	A/E	C*	C	D	C/D	SM-Formel
5034/W		43	20	70	4		6					20	14	6	2,3	g,AZte
5042/W		71	23	70	5	2						10	6	4	1,5	G,AZer
5059/W		40	11	79	2	1	3	1	3			9	5	4	1,3	g,AZtse
5070/W		50	15	77	3	2		2	1			18	14	4	3,5	g,AZers*
5085/W		50	28	67	2		3					18	12	6	2,0	g,AZte
5107/W	A	85	48	34	6	5	4		3			30	23	7	3,3	G, ZAerts
5119/W		84	60	31	4			2	3			20	12	8	1,5	G,ZAess*
5135/W		52	51	49								18	13	5	2,6	G,ZA
5183/E		34	28	58	11		3					17	13	4	3,3	g,AZEt
5196/E		55	12	73	7	2	6					28	21	7	3,0	g,AZ etr
5207/E		28	40	50	5	1	2	1	1			19	16	6	2,7	g,AZet
Mittelwerte des Abschnitts A		54	31	60	4	1	2	1	1		15,00	19	14	6	2,5	g,AZet
5210/E		35	55	20	14	8	2		1			13	10	3	3,3	g,ZAErt
5220/E	B	30	21	10	64		1		4			10	8	2	4,0	g,EZAs
5228/E		32	20	22	52	1	5					7	6	1	6,0	g,EAZt
5233/E		30	16	60	24							21	14	7	2,0	g,AEZ
Mittelwerte des Abschnitts B		32	28	28	39	2	2	0	1		0,77	13	10	3	3,8	g,EZArt
5243/E		80	16	77	3	2		1	1			13	10	3	3,3	G,AZer
5256/E		59	38	58	2		1	1				15	10	5	2,0	G,AZe
5271/E		50	40	60								11	7	4	1,8	g,AZ
5280/E		67	43	56		1						15	11	4	2,8	G,AZ
5293/E	C	61	36	60		3	1					18	16	2	8,0	G,AZr
5305/E		65	72	24		3	1					18	14	4	3,5	g,ZAr
5310/E		88	38	56		3	2		1			17	13	4	3,3	G,AZrt
5317/E		87	12	86		1	1					15	11	4	2,8	G,AZ
5336/E		45	29	70			1					23	19	4	4,8	g,AZ
Mittelwerte des Abschnitts C		67	36	61	1	1	1	0	0			16	12	4	3,6	G,AZ
Westliche USM-Schüttungen		G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/S*	A/E	C*	C	D	C/D	SM-Formel
Höhronen-Sch. [1)]		63	47	46	0	5	2	0	0		-	15	11	4	2,8	G,ZArt
Höhr./Napf-Sch. [2)]		60	42	41	14	2	1	0	0		2,93	17	13	4	3,3	G,ZAEr
Napf/Höhr-Sch. [3)]		30	23	12	63	1	1	0	0		0,19	10	8,5	1,5	5,7	g,EZA
Napf-Sch. [4)]		5	7	4	87	1	1	0	0		0,05	12	9,5	2,5	3,8	g,Eza
Hörnli-Sch. [5)]		34	21	14	58	3	3	1	0	14,00	0,25	41	22	19	1,2	g,EZArt

Bemerkungen zu Tab. 3: 1) Finstersee-Alosen-Profil 2) Schindellegi-Profil, Abschnitt E 3) Schindellegi-Profil, Abschnitt F
4) Schindellegi-Profil, Abschnitt G 5) Schindellegi-Profil, Abschnitt H

Tabelle 4: *Sedimentpetrographische Werte des Steinbruchs Guntliweid.*

		G	Z	A	E	R	T	S*	S	C*	C	D	C/D
Abschnitt B	B15 S*	51	22	76		1	1			1,5	1	0,5	2,0
	B14 S*	70	28	57		9	6			6	4	2	2,0
	B13 S*	70	15	70		7	8			16	8	8	1,0
	B12 S*	70	20	69		3	5		3	35	30	5	6,0
	B11 S*	71	42	53		2	3			16	5	11	0,5
Abschnitt A	B04	72	13	58		2	19		8	27	14	13	1,1
	B05	80	18	56		2	13		11	31	19	12	1,6
	B06	62	49	38		1	8		4	12	8	4	2,0
	B07	54	58	37		2	3			40	23	17	1,4
	B08	79	39	49			9		3	18	10	8	1,3
	B09	72	26	43		3	25		3	41	31	10	3,1
	B10	72	24	44		3	24		5	21	12	9	1,3
	B03	45	26	59		1	13		1	25	8	17	0,5
	B02	43	15	62		3	15		5	32	17	15	1,1
	B01	50	22	54		3	18		3	39	25	14	1,8
		G	Z	A	E	R	T	S*	S	C*	C	D	C/D
Mittelwert Abschnitt B		66	25	65		4	5		0	15	10	5	2,0
Mittelwert Abschnitt A		63	29	50		2	15		4	29	17	12	1,4

teres liegt wenig ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Ricken und ist auf der geologischen Karte des Blattes Linthebene (OCHSNER 1969) abgebildet. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass dort die tiefsten Schichten des Synklinalnordschenkels – im Gegensatz zum aquitanen Alter am Ostende des Buechbergs – ins Chattien gestellt werden. Diese Zuordnung erfolgte aufgrund der von ZÖBELEIN (1963) durchgeführten biostratigraphischen Untersuchungen an Landschnecken im stratigraphisch tiefsten Teil des Steinbruchs Guntliweid. Biostratigraphisch verwertbare Funde von Säugetieren wurden bisher nicht gemacht. Es lag nun nahe zu prüfen, ob hier auch aus sedimentpetrographischer Sicht ältere Sedimente als am Ostende des Buechbergs vorliegen.

Die untersuchte Abfolge umfasst total ca. 145 m Schichtmächtigkeit. Die untersten Proben B 01–B 03 werden gemäss der geologischen Kartierung von OCHSNER (1969) der USM I (Chattien), die höheren Proben B 04–B 15 der USM II (Aquitanien) zugeordnet. Die Proben B 01–B 03 stammen aus dem alten, die Proben B 04–B 10 aus dem in unmittelbarer Nähe liegenden neuen Steinbruch. Die Proben B 11–B 15 wurden im bewaldeten Gelände über dem Steinbruch entnommen.

Gesamthaft weist der südfallende Nordschenkel der Grinau-Synklinale im Gebiet Guntliweid eine Granat-Apatit-Zirkon-Vergesellschaftung auf. Der gemittelte Gesamtkarbonatgehalt liegt bei 24%, der Dolomitanteil erreicht 10%.

Mittelwert B 01–B 15:
SM-Formel: G,AZTs
Kalzimetrie: C* 24%, C 14%, D 10%, C/D 1,4

Aufgrund dieser sedimentpetrographischen Zusammensetzung ist anzunehmen, dass die vorliegenden Sedimente mehrheitlich von der gegen NE-gerichteten Höhronen-Schüttung stammen. Im Gegensatz zum Ostende des Buechbergs kann aufgrund des fehlenden Epidots eine Interferenz mit der stratigraphisch jüngeren Napf-Schüttung ausgeschlossen werden. Ebenso können durch die fehlende Präsenz von Spinell und dem relativ niedrigen Karbonatgehalt chattische Schichten vom Typus Rigi/Speer («Karbonatreiche Molasse») ausgeschlossen werden.

In Tabelle 4 ist zu erkennen, dass sich die stratigraphisch tieferen Schichten (B 01–B 10) von den stratigraphisch höheren Schichten hinsichtlich der quantitativen, sedimentpetrographischen Zusammensetzung etwas abheben.

Während im Abschnitt A (Proben B 1–B 10) Staurolith und Turmalin regelmässig auftreten, sinkt deren Präsenz im Abschnitt B (Proben B 11–B 15) markant. Dasselbe gilt für den Karbonatanteil. Der Gesamtkarbonatgehalt sinkt von 29% auf 15%, der Dolomitanteil von 12% auf 5%.

Eine eindeutige Interpretation dieser Gegebenheit ist schwierig. Ein Vergleich mit den ungefähr gleichaltrigen Schüttungen aus der näheren Umgebung könnte zum Schluss führen, dass der Höhronen-Schüttung im stratigraphisch tieferen Bereich des Buechbergs (Proben B 1–10) gelegentlich Sedimentmaterial aus der östlich gelegenen Kronberg-Gäbris-Schüttung (s. Fig. 23) beigemischt wurde (Staurolith- und Turmalinpräsenz, erhöhter Karbonatgehalt).

Demgegenüber lässt die sedimentpetrographische Zusammensetzung der stratigraphisch höheren Proben B 11–B 15 (ausser B 12) auf eine Materialzufuhr ausschliesslich aus der Höhronen-Schüttung schliessen.

Ob in der weiter südlich gelegenen, unter mächtiger Quartärbedeckung liegenden Synklinalachse noch Sedimente der epidothaltigen Napf-Schüttung anzutreffen sind, bleibt ungewiss.

Zusammenfassung, Fazit: Schichten der USM I (Chattien) im Sinne von «Karbonatreicher Molasse» sind mit dem vorhandenen Probenmaterial in den tiefsten Schichten des Steinbruchs Guntliweid aus sedimentpetrographischer Sicht nicht nachweisbar (Spinell fehlt, Karbonatgehalt zu niedrig).

Im Gegensatz zum Ostende des Buechbergs fehlen im Aufschluss Guntliweid epidothaltige jüngere Anteile der Napf-Schüttung.

Zumindest die höheren Schichten der Guntliweid-Abfolge (Proben B 11–B 15) können mit denjenigen der Synklinalschenkel am Ostende des Buechbergs (Abschnitte A und C) gleichgestellt werden.

	USM Westschüttungen	Schwermineralien										Kalzit u. Dolomit				USM Ostschüttungen
		G	Z	A	E	R	T	S*	S	A/E	A/S*	C*	C	D	C/D	
USM II, Aquitanien		35	9	17	64	5	2	0	3	0,26	17	61	44	17	2,6	Jüngere Kronberg-Schüttung «Pfingstboden-Schichten»
	Hörnli-Schüttung «Oberaquitane Mergelzone»	34	21	14	58	3	3	1	0	0,24	14	41	22	19	1,2	
		41	14	42	19	10	5	2	8	2,91	21	65	48	17	2,8	Jüngere Kronberg-Schüttung «Hochfläschli-Schichten»
	Napf-Schüttung «Granitische Molasse»	5	7	4	87	1	1	0	0	0,04	4	12	9,5	2,5	3,8	
		48	25	21	2	10	13	8	21	10,5	2,62	68	43	25	1,7	Ältere Kronberg-Schüttung «Krummenauer Schichten»*
	Höhronen-Schüttung «Granitische Molasse»	63	47	46	0	5	2	0	0	46	46	15	11	4	2,7	
USM I, Chattien		58	28	10	0	22	11	14	15	10	0,71	81	53	28	1,9	Speer-Schüttung «Wintersberg-Schichten»
	Grindelegg-Schüttung «Pseudogranitische Molasse»	76	51	26	0	7	5	11	0	26	2,36	39	32	7	4,6	
		52	27	9	0	20	9	23	12	9	0,39	73	51	22	2,3	Speer-Schüttung «Ebnater Schichten»
	Rigi-Schüttung «Karbonatreiche Molasse»	39	49	2	0	14	4	29	2	2	0,06	63	35	28	1,3	
		60	36	18	1	20	10	9	6	18,0	1,83	44	39	5	7,7	Speer-Schüttung Untere Bunte Molasse
	Rigi-Schüttung Molasse rouge	41	45	5	0	19	6	19	6	5	0,26	59	38	21	1,8	

Fig. 23: Gegenüberstellung der für das Gebiet des Atlasblattes Ricken relevanten Schüttungen. Abkürzungen: G = Granat, Z = Zirkon, A = Apatit, E = Epidot, R = Rutil, T = Turmalin, S*=Spinell, S = Staurolith, A/S = Quotient Apatit/Spinell, A/E = Quotient Apatit/Epidot, C* = Gesamtkarbonat, C = Kalzit, D = Dolomit, C/D = Quotient Kalzit/Dolomit. *«Krummenauer, Hochalp- und Ennetbühler Schichten» (SCHLANKE 1974, FREI 1979, S. Schlanke in HANTKE et al. 2009 b).

Die Sedimente der Guntliweid stammen hauptsächlich von der Höhronen-Schüttung, gelegentliche Beimischungen im tieferen Teil des Profils (Proben B 1–B 10) aus der östlich gelegenen ungefähr gleichaltrigen Kronberg-Gäbris-Schüttung sind plausibel. Indizien sind ein relativ hoher Karbonatgehalt sowie die Präsenz von Staurolith und Turmalin (vgl. Tab. 4).

BOHRUNGEN

Im Perimeter des Atlasblattes Ricken wurden in den vergangenen Jahrzehnten mehrere hundert Sondierbohrungen ausgeführt. Diese Sondierungen dienten in erster Linie der Kies- und Grundwasserprospektion, Baugrunduntersuchungen (z. B. Autobahn A 53 Tuggen–Schmerikon–Eschenbach-Jona, Umfahrung Wattwil) und in neuerer Zeit der Installation von Erdwärmesonden.

Die auf der Karte dargestellten Sondierbohrungen basieren auf folgenden Archivrecherchen und Datenständen:

- Amt für Umwelt und Energie (AFU) des Kantons St. Gallen: 14. März 2007 (punktuell nachgeführt bis 2010)
- Amt für Abfall, Wasser, Energie und Luft (AWEL) des Kantons Zürich: 30. August 2007
- Amt für Umweltschutz des Kantons Schwyz: 21. März 2007
- SEAG-Archiv: 22. November 2007
- Geologische Informationsstelle der Landesgeologie: 21. Oktober 2007
- Archive der CSD Ingenieure und Geologen AG (Filialen St. Gallen und Frauenfeld): November 2010

Auf dem Kartenblatt wurden nur jene Bohrungen dargestellt, welche für das geologische Verständnis des Aufbaus des Untergrundes erforderlich sind. Von diesen Bohrungen sind die Tiefe der Oberfläche der Quartärformationen oder die Tiefe der Felsoberfläche und z.T. auch die Endtiefe (vereinzelt mit Angabe der erreichten Formation) angegeben. Stellenweise wurden wichtige Befunde aus Baggersondierungen oder Baugruben mit dem Symbol für einen temporären Aufschluss ergänzt.

Von besonderer Bedeutung für das Gebiet des Atlasblattes Ricken ist die Tiefbohrung Tuggen, welche von 1925 bis 1928 niedergeteuft wurde (Koord. 714.810/228.725). Nach 236 m alluvialen und quartären Ablagerungen erreichte die Bohrung den Felsuntergrund, der bis zur Endteufe von 1647,75 m aus Unterer Süsswassermolasse (USM) der subalpinen Molasse besteht (SCHUPPLI 1952). In den vorliegenden Erläuterungen wurde die tektonische Zuordnung der angetroffenen USM-Einheiten mittels erstmals publizierter sedimentpetrographischer Daten geklärt (S. 88–95).

Speziell hervorgehoben wurden die für die stratigraphische Einordnung der quartären Schichten wichtigen Bohrungen, deren Kerne pollenanalyisch untersucht wurden (WELTEN 1988).

HYDROGEOLOGIE

Die Grundwasservorkommen und -fassungen sowie die genutzten Quellen sind auf den Grundwasserkarten 1:25 000 der Kantone St. Gallen und Zürich verzeichnet. Deren aktueller Stand kann auf den GIS-Portalen der jeweiligen kantonalen Verwaltung eingesehen werden. Die Erläuterungen zur Grundwasserkarte des Kantons Zürich (KEMPF et al. 1986) geben einen Überblick über die wichtigsten Grundwasservorkommen auf dem Zürcher Anteil des Kartengebietes. Hydrogeologische Angaben zu den gefassten Quellen und Grundwasserfassungen finden sich in den Archiven des Amts für Abfall, Wasser, Energie und Luft (AWEL) des Kantons Zürich, des Amts für Umwelt und Energie des Kantons St. Gallen sowie des Amts für Umweltschutz des Kantons Schwyz. Wichtige hydrogeologische Daten wurden zudem in den Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte der Schweiz 1:100 000 (Blatt Toggenburg) zusammengetragen (HAERING et al. 1994).

Schottergrundwasserleiter in den Talsohlen

Die meist nur wenige Meter mächtige alluviale Schotterflur der *Thur* führt ein entsprechend geringmächtiges Grundwasser, welches beispielsweise im Pumpwerk (PW) Bunt nördlich von Wattwil gefördert wird. Den Grundwasserstauer bilden spätglaziale Seeablagerungen. Im Bereich des Bachschuttkegels des Feldbachs sind die Grundwasser führenden Kiesschichten etwas mächtiger (PW Feldmühle). Das Grundwasser stammt hier sowohl aus dem nacheiszeitlichen Bachschuttkegel als auch aus dem tiefer reichenden und sich mit den spät- bis postglazialen Seeablagerungen verzahnenden postglazialen Schotter der Terrasse Kloster Sta. Maria – Spital.

Auf dem Rickenpass (Gebiet Durchschlagen) fördert die Wasserversorgung Gommiswald aus einer rund 40 m tiefen Bohrung mit max. 1200 l/min Grundwasser aus glazialem Schotter.

Bis auf den etwas besser durchlässigen Bachschuttfächer des Aabachs zwischen Uznach und Schmerikon (z. B. Pumpwerke Chli Allmeind und Burgerfeld bei Neuguet) sind die mehrheitlich feinkörnigen Sedimente der *Linthebene* wegen deren schlechten Durchlässigkeit oder wegen reduzierenden Grundwasserverhältnissen in den etwas gröberen Schichten zur Trinkwassergewinnung wenig geeignet.

Das in den Schottern der spät- bis postglazialen Entwässerungsrinne zwischen Neuhaus und Wagen zirkulierende Grundwasser wird intensiv genutzt (Grundwasserfassungen Neuhaus-Risifeld, Balmen-Unterfeld, Rüeggenschlee, Wagen-Rinderweid). Die eher feinkörnigen Deltaablagerungen von Wurmsbach enthalten ein nur geringmächtiges Grundwasser. Auch die Sedimente in den wei-

ter NW parallel zueinander verlaufenden Tälchen enthalten nutzbares Grundwasser (Fassungen Tägernau und Matten).

Zwischen Neutal und Aatal beherbergen die Ablagerungen der *Jona* und der seitlich zufliessenden Bäche ein geringmächtiges Grundwasservorkommen, welches in einer Fassung gefördert wird. In dem in rund 8–10 m Tiefe erbohrten spätglazialen Schotter bei Gibswil wurde ebenfalls Grundwasser angetroffen, welches in Richtung Norden abfliesst.

Schottergrundwasserleiter ausserhalb der Talsohlen

Der oftmals rinnenförmig in ältere Sedimente oder den Molassefels eingetiefte mittelpleistozäne Gublen-Schotter bildet einen wichtigen regionalen Grundwassersammler. Da dieser Schotter jedoch in zahlreichen Kiesgruben abgebaut wurde, besteht einzig bei Bürg eine Grundwasserfassung. Bei Tobelanschnitten (z.B. an der Ranzach) und an erhöhter Lage (z.B. am Uetenberg) bildet der Gublen-Schotter einen wichtigen Quellbildner.

Ein vermutlich durch lokale Bäche gebildeter randglazialer Schotter bei Walde beinhaltet ein geringmächtiges Grundwasservorkommen, das an einigen von den Wasserversorgungen der Gemeinden St. Gallenkappel und Ernetschwil genutzten Quellen (Tüftobel, max. 360 l/min) austritt.

Weitere weitgehend ungenutzte Grundwasserleiter ausserhalb der Talsohlen bilden der Günterstall- sowie der Eschenbach-Schotter und -Sand. Letztere stehen vermutlich in hydraulischer Verbindung mit dem seitlich darüber liegenden spät- bis postglazialen Schotter der Rinne von Gublen–Rüeggenschlee.

Im von der Jona durchschnittenen interstadialen Schotter zwischen Wald (ZH) und Rüti kann sich kein zusammenhängendes Grundwasservorkommen bilden. Hingegen treten viele Quellen auf (s.u.). Weiter talauswärts, ab Garwid–Ettenbol bis zum Kartengebietsrand, verbreitert sich der (Delta-)Schotterkörper und beherbergt ein Grundwasservorkommen, das sich im Westen mit demjenigen zwischen Tann–Rüti und Dürnten vereinigt (Fassung Wurstbrunnen, ausserhalb des Blattgebiets).

Quellen

Auf der Karte sind alle für die öffentliche Trinkwasserversorgung wichtigen gefassten Quellen dargestellt. Die Fassungsstandorte stammen von den kantonalen Fachstellen. Hinzu kommen einige ergiebige ungefasste Quellen, die während der Feldaufnahme auffielen und meist an Lockergesteinsabfolgen gebunden sind:

– Grundwasseraufstoss aus Haslentobel-Schotter im Ernetschwilerbachtobel (Koord. 718.430/232.580)

- Quelle ca. 300 m WNW Regelstein (Koord. 723.760/234.400, ca. 60 l/min. am 12.11.2008) auf 1240 m ü. M., evtl. an Rossgaden-Schotter oder Regelstein-Moräne gebunden
- Quelle aus Sackungsmasse bei Engelschwand nördlich Chrüzegg (Koord. 719.465/241.050)

Schön ausgebildete Quellhorizonte (meist gefasste Quellen) finden sich beispielsweise an der Basis des oben bereits erwähnten, mehrfach erosiv angeschnittenen Gublen-Schotters oder in ähnlicher Weise an der Basis des Schotters zwischen Wald (ZH) und Rüti (z. B. westlich Würzhalden).

Auffallend ist der Reichtum an Quellen rund um die Bachtel-Allmen-Kette sowie am Schwarzenberg, wo als Folge tiefgründiger Verwitterung dieser ehemals eisfreien Erhebungen die gut durchlässigen Nagelfluhbänke der flachliegenden Molasse (OSM II) jeweils an der Basis zu den stauenden Mergelzwischenlagen nicht unerhebliche Mengen an zirkulierendem Grundwasser beherbergen können. Durch die weit hinauf reichende Moränenbedeckung staut sich dieses Felsgrundwasser im Berg und tritt an gewissen «Schwachstellen» in der abdichtenden Moräne als ziemlich regelmässig fliessende Quellen aus (HAERING et al. 1994). Zahlreiche Schichtquellen finden sich auch weiter gegen NE (Tössbergland). Aufgrund des Fehlens von stauenden Mergelzwischenlagen im zentralen Hörnlibergland und seitlich abdichtender Moräne sind diese jedoch weit weniger ergiebig und wurden meist auch gar nicht ausgeschieden.

In der Molasse weisen die Quellen in der Regel bescheidene Ergiebigkeiten auf. Wasserführende Schichten stellen primär die Konglomeratbänke dar. Das Wasser kann darin ausschliesslich entlang Klüften zirkulieren. Die Klüfte sind vermutlich zum Teil etwas verkarstet.

Einsturztrichter, Dolinen

Die meisten Einsturztrichter oder Dolinen treten im Bereich von direkt oder untief anstehendem Molassefels der subalpinen Molasse auf. Beidseits des Steinenbachtobels im Gebiet Breitmoos – Bachmannsberg – Müselen und Cholwald sind sie häufig auch in Gebieten mit mächtiger Moränenbedeckung zu beobachten. Auch im Verbreitungsgebiet des Oberkirch-Seebodenlehms im Raum Kaltbrunn – Uznach finden sich häufig Einsturztrichter (auch als Erdfälle, Erdlöcher oder Wasserlöcher bezeichnet, SCHINDLER 2004). Diese werden jedoch aus Gründen der landwirtschaftlichen Nutzung jeweils sehr rasch mit Aushubmaterial verfüllt. Während der Feldaufnahme fand sich einzig bei Unterhof (NNW Kaltbrunn) am Übergang zur Schieferkohleabfolge ein Einsturztrichter.

NE Ricken waren SW Hell zwei grössere Einsturztrichter zu beobachten. Diese liegen wie jene in der Umgebung von Büntberg (ca. 2,5 km NNE Regelstein) am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse.

JEANNET (1923) und BAUMBERGER (1923) erwähnen im Zusammenhang mit dem Untertage-Schieferkohlenabbau in den Gebieten in Kaltbrunn – Uznach und bei Eschenbach zudem mehrere Einsturztrichter infolge Tagbruchs (sog. Pingen). Von diesen ist heute jedoch nichts mehr zu sehen.

MINERALISCHE ROHSTOFFE

Erdgas

Bedeutende Gasaustritte an mehreren Stellen führten beim Bau des Rickentunnels teils zu mehrmonatigen Unterbrüchen der Arbeiten. Die Gasaustritte sind zur Hauptsache an die Triangelzone (Lachen-Antiklinale, Hauptaufschiebung) sowie innerhalb der subalpinen Molasse an die Breitenau-Antiklinale gebunden (HEIM 1919, KOPP 1937, SCHUPPLI 1952). Der grösste Gaszutritt wurde bei Tunnel-km 4,195 (ab Südportal) mit 38 l/s beobachtet. Der Methangehalt betrug 91–92 % (KOPP 1937).

Weitere natürliche Erdgasaustritte sind im Zürcher Obersee (bei Schmerikon und Nuolen, Atlasblatt Linthebene) beobachtet worden (KOPP 1955). Diese Austritte, welche angeblich besonders deutlich bei zugefrorenem See zu beobachten sind (eisfreie oder nur schwach gefrorene Stellen), stehen vermutlich mit der Randunterschiebung und wiederum mit der südlich angrenzenden Lachen-Antiklinale in Zusammenhang. Analysen bei Nuolen ergaben im Mittel 95 % Methan (OCHSNER 1975). Anzeichen von Gas wurden auch in der Tiefbohrung Tuggen festgestellt (KOPP 1937).

Molassekohle

Bis ungefähr 1870 wurden SE des Weilers Lütschbach (nördlich Eschenbach) zwei zwischen Mergel eingeschaltete Kohleflöze von 1–10 cm Mächtigkeit in einem ca. 40 m langen Stollen ausgebeutet (LETSCH 1899, LETSCH & RITTER 1925). Der Abbau war unbedeutend, wurde jedoch gemäss einer bei der Geologischen Informationsstelle einsehbaren Akte aus dem Jahre 1942 während des Zweiten Weltkriegs wieder aufgenommen. Eine weitere ehemalige Abbaustelle des Zweiten Weltkriegs befindet sich gemäss KYBURZ (1968) weiter SW am Weg zwischen Hinteregg und Lütschbach (Koord. 234.200/711.600, Stolleneingang verschüttet).

Etwas bedeutender war der Kohleabbau (insgesamt ca. 10 Tonnen, HOFMANN 1990) im Tobel östlich Echeltschwil, wo ein Kohleflöz von stark schwankender Mächtigkeit (2–60 cm, durchschnittlich 18 cm) innerhalb der aufgerichteten mittelländischen Molasse ausgebeutet wurde. Anfänglich (1842–1871 und 1914–1918) erfolgte der Abbau in 2–4 kürzeren Stollen und 1942–1943 auch in mehreren, parallel zur Schichtung (ca. 30° gegen NW) einfallenden Gesenken, welche über einen rund 200 m langen, SW–NE verlaufenden Grundstollen erreicht wurden (BRAENDLIN 1943 a, 1944). Die Mundlöcher der Stollen sowie vereinzelte Abraumhalden sind z.T. heute noch sichtbar. Eine weitere Abbaustelle (Stollen) befand sich rund 600 m weiter östlich bei Riederen im Goldinger Tobel.

Schieferkohle

Die Abbautätigkeiten in den Schieferkohlevorkommen des Pleistozäns (Uznach–Kaltbrunn und Eschenbach) zwischen 1760 und 1921 sind in den Arbeiten von JEANNET (1923) und BAUMBERGER (1923) ausführlich beschrieben. Abgebaut wurde sowohl im Untertagebau (vgl. ehem. Stollenmundlöcher) als auch im Tagbau (vgl. ehemaliges Abbaugebiet von Schieferkohle). Erneute Abbauversuche zwischen 1940 und 1946 (z.B. Schachtbau bei Schönenbach, KOPP 1946) brachten nicht den erhofften Erfolg (BRAENDLIN 1943b, HOFMANN 1990). Die folgenden Produktionszahlen stammen aus HOFMANN (1990):

Gebiet Uznach–Kaltbrunn:
1760–1911 ca. 700 000 t
1917–1921 ca. 15 000 t
1940–1946 10 200 t

Gebiet Eschenbach:
1860–1885 ca. 25000 t
1914–1918 –
1941–1942 250 t

Sandstein und Konglomerat

Der oftmals massig ausgebildete und hervorragend bearbeitbare «granitische» Sandstein wurde in zahlreichen Steinbrüchen um den Zürcher Obersee (Bollingen–Uznaberg, Buechberg, Fig. 24) sowie auf dem Rickenpass (bei Bildhus) z.T. bereits in historischer Zeit als Bau- und Bildhauersteine gewonnen. Der gemäss seiner Herkunft auch als «Bildhauser»- bzw. «Bollinger-Sandstein» genannte Baustein gehört zu den historisch wichtigen der Schweiz und findet sich in diversen Gebäuden und Sakralbauten wie z.B. den katholischen Pfarrkirchen Ricken, Gommiswald, Rieden, Kaltbrunn, Uznach (Heiligkreuzkirche), St. Gallenkappel, Schmerikon und Eschenbach sowie in der Kapelle St. Dionys und z.T. auch in mittelalterlichen Burgen (z.B. Uznaberg, Schlossturm Grinau). Der Sandstein wurde aber auch ausserhalb des Gebietes von Atlasblatt Ricken verwendet, so vor allem in der Stadt Zürich, welche diesen als Sichtbaustein seit der Römerzeit auf dem Wasserweg vom Obersee beschaffte und ihn beispielsweise beim Bau des Grossmünsters, des Fraumünsters oder des Zunfthauses zur Meisen (1752–1757) einsetzte (KÜNDIG et al. 1997, DE QUERVAIN 1983–1985, www.geologieviewer.ch). Am Hügelzug zwischen Wurmsbach und Uznaberg sowie am Buechberg finden sich zahlreiche aufgelassene, oftmals stark überwachsene und z.T. wieder verfüllte Steinbrüche. Zwei Steinbrüche sind heute noch in Betrieb: Eschenbach-Brand und Bollingen-Lehholz (Fig. 24).

SW Kaltbrunn befinden sich mehrere aufgelassene Steinbrüche im Ebnat-Sandstein der subalpinen Molasse. Dieser diente zur Herstellung von Pflastersteі-



Fig. 24: Steinbruch Lehholz in der «Granitischen Molasse» östlich Wurmsbach bei Koord. 708.720/230.925. Erkennbar sind Einschaltungen von resedimentierten Molassemergeln innerhalb der sandigen Rinnengürtelablagerungen. Der auch unter dem Begriff «Bollinger-Sandstein» bekannte Sandstein wird heute noch abgebaut, z.T. bis unter Seeniveau. Foto: D. Kälin 2012.

nen, Schalen- und Mauersteinen sowie Boden- und Fassadenplatten (HOFMANN 1990).

Die Abbaustellen des ebenfalls als Baustein verwendeten Konglomerats des «Appenzellergranit»-Leitniveaus wurden bereits im Kapitel Stratigraphie erwähnt.

Kies (aus Schottern und Nagelfluh)

Die grössten Kiesgruben im Gebiet von Atlasblatt Ricken (hauptsächlich durch Johann Müller AG, Schmerikon, betrieben) befinden sich fast ausnahmslos im Verbreitungsgebiet des Gublen-Schotters (z. B. Abbaugebiete südlich Gommiswald, bei Häblingen und südlich Bürg) und somit ausserhalb der Talsohlen. Die meisten dieser oft tief reichenden, ausgedehnten Kiesgruben sind heute mit Aushubmaterial und Deponiegut verfüllt. Weitere abbauwürdige Kiesvorkommen bildet der Eschenbach-Schotter und -Sand, der spät- bis postglaziale Schotter des ehemaligen Goldinger Bachs und der Ranzach zwischen Neuhaus und Hinterwis und der interstadiale Schotter zwischen Wald (ZH) und Rüti, wobei letzterer aufgrund der eingelagerten Seeablagerungen inhomogen ist (JÄCKLI & SCHINDLER 1986) und jener von Eschenbach wohl noch die grössten Reserven beherbergt (Kiesgrube in Betrieb). Die Vorkommen von Alluvialkies in der Linthebene sind aufgrund des hohen Anteils an feinkörnigen Sedimenten unbedeutend (ehem. Abbau der KIBAG im Linthdelta am Zürcher Obersee).

Kleinere, vorwiegend für den lokalen Wegbau genutzte Kiesgruben finden sich stellenweise in kiesreicher Moräne.

In der Oberen Süsswassermolasse wurde vereinzelt auch Nagelfluh zur Kiesgewinnung abgebaut und gebrochen, so z. B. in der Grube Goldbach zwischen Wald (ZH) und Rüti, in den Kiesgruben Unteregg und Sunnenfeld nahe Ermenswil (alle aufgelassen oder teilweise verfüllt) sowie in einem etwas grösserem Umfang bei Hubertingen und bei Diemberg (Gruben verfüllt).

Ziegeleilehm

Bei Ziegelhof zwischen Oberbollingen und Schmerikon gab es eine Ziegelei, welche eine Abbaustelle unweit nördlich davon bei Hohrisi betrieb. Der Lehm stammte gemäss LETSCH (1907) aus einer dünnen verwitterten Grundmoräne, welche dem Molassefels aufliegt (auf der Karte nicht ausgeschieden), und musste zusammen mit auswärtigen Lehmsorten verarbeitet werden. Die Ziegelei befand sich später weiter westlich bei Oberbollingen.

Gold

Im 18. Jahrhundert wurde im Fels der Oberen Süsswassermolasse westlich Chrüzegg (Isaraloch, Koord. 718.180/239.940) und am Dägelsberg (Goldloch, Ko-

ord. 716.710/241.725) von «Venedigern» (fremde Gold- und Mineraliensucher) bergmännisch nach Gold gesucht, wenn auch ohne Erfolg (HOFMANN 1990). Gemäss Angaben der Abteilung Archäologie des Amts für Kultur, Kanton St. Gallen, wurde der rund 60 m lange, heute noch zugängliche Stollen Isaraloch um 1770 als Ersatz für eine viel grössere Höhle angelegt (oberes Goldloch, vermutlich bei Koord. 718.050/239.820), die einige Jahre vorher durch einen Bergsturz verschüttet worden war.

Bei Goldwaschversuchen im Bach unmittelbar unterhalb des Isaralochs fand sich jedoch kein Gold. Hingegen konnten bei Goldingen (Hintermühle, Koord. 716.080/236.380) in 30 Liter Kies zwei Goldflitter gewonnen werden (HOFMANN 1981). Das Gold stammt nach HOFMANN (1985) aus durch den Goldinger Bach umgelagerter eiszeitlicher Moräne mit einem gewissen Gehalt an Rheingletscher-Geschieben (Herkunft aus Graubünden).

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Die Landschaft im Gebiet des Kartenblatts Ricken ist hauptsächlich durch die Molasseablagerungen geprägt. Die tief eingeschnittenen Erosionsrinnen im östlichen Teil des Gebiets bilden einen starken Kontrast zur weniger steilen und niedrigeren Hügellandschaft im Westen. Die unterschiedliche Topografie hatte und hat direkte Auswirkungen auf die Besiedlung.

Paläolithikum (? 300 000 – ca. 9500 v. Chr.)

Fundstellen dieser Epoche sind in der ganzen Schweiz bis heute sehr selten. Die meisten Spuren menschlicher Aktivitäten dürften durch die Gletschervorstösse zerstört oder überdeckt sein. Die Überreste beschränken sich auf den letzten Abschnitt des Pleistozäns, als das Gebiet der Schweiz teilweise wieder eisfrei war. Im Gebiet des Kartenblatts Ricken sind bisher keine Funde aus dieser Zeit zum Vorschein gekommen.

Mesolithikum (ca. 9500 – 5500 v. Chr.)

Nach dem Ende der Letzten Eiszeit war das Gebiet wegen der allmählichen Klimaerwärmung mit Wald bedeckt. Die Menschen lebten in kleinen Gruppen weiterhin als Jäger und Sammler. Auch aus dieser Epoche sind im Untersuchungsgebiet bisher keine Fundstellen bekannt, obwohl verschiedene siedlungsgünstige Lagen vorhanden sind.

Neolithikum (ca. 5500 – 2200 v. Chr.)

Mit dem Beginn des Neolithikums wandelte sich die Lebensweise der Menschen tief greifend: Sie wurden sesshaft, betrieben Ackerbau und züchteten Vieh. Die Dörfer wurden in den unterschiedlichsten Landschaften gebaut. Speziell gut erhalten sind die Überreste im Bereich der Seeufer, die so genannten Pfahlbauten: Unter Luftabschluss blieben nicht nur Gegenstände aus Stein, Keramik und Knochen, sondern auch Objekte aus Holz, Leder und Pflanzenfasern erhalten. Eine grössere Siedlung befindet sich beim Kloster Wurmsbach; neolithische Spuren fanden sich aber auch unter den hallstattzeitlichen Grabhügeln von Eschenbach-Balmenrain.

Bronzezeit (2200 – 800 v. Chr.)

Namen gebend für die Bronzezeit ist die Verwendung des Werkstoffs Bronze. Das aus den Alpen importierte Kupfer und das von noch weiter her importierte Zinn wurde von Spezialisten zu Geräten, Waffen und Schmuck verarbeitet. Mit dem Rohstoffbedarf wuchs auch die Bedeutung des Handels. Gleichzeitig nahm

die soziale Differenzierung zu; es bildete sich eine Oberschicht mit eigentlichen Machtterritorien. Festzustellen ist auch ein Bevölkerungswachstum, was zur Erschliessung bisher nicht oder kaum besiedelter Gebiete führte. Neben den (im Gebiet des Kartenblatts nicht vorhandenen) Seeufersiedlungen sind bisher von Uznach-Bürglen, Wagen-Gsteigriet und Wagen-Geretswis mittel- bis spätbronzezeitliche Landsiedlungen in leicht erhöhter Lage und in Talrandlage bekannt.

Hallstattzeit (800–450 v. Chr.) und Latènezeit (450–15 v. Chr.)

Während der Eisenzeit wurden Geräte und Waffen aus dem verbreitet vorkommenden Eisen hergestellt. Für Schmuck hingegen wurde nach wie vor Bronze verwendet. Gegen Ende der Latènezeit kamen erstmals Münzen in Umlauf. Gegenüber der Bronzezeit veränderte sich die Siedlungsweise stark: Die Menschen lebten nicht mehr in grossen Dörfern, sondern in – archäologisch schwierig nachzuweisenden – Einzelhöfen. Daneben gab es grössere Zentralorte an topographisch-strategisch bedeutender Lage. In der frühen Eisenzeit wurden die Toten mit reichen Beigaben (Schmuck, Waffen, Geräte, Keramikgefässe) unter weithin sichtbaren Grabhügeln bestattet, z. B. auf dem Balmenrain ob Eschenbach / Schmerikon. Charakteristisch für die Latènezeit sind Flachgräber, die aber bisher im Gebiet des Kartenblatts nicht nachgewiesen werden konnten.

Römische Zeit (15 v. Chr bis ca. 400 n. Chr.)

In römischer Zeit war das Gebiet der Schweiz intensiv genutzt: Ein dichtes Siedlungs- und Verkehrsnetz überzog das Land. Grössere und kleiner Gutshöfe wie jener in Wagen-Salet stellten die Versorgung sicher; Dörfer und Kleinstädte entstanden an den Verkehrswegen. Von grosser Bedeutung für das Gebiet war der römische Vicus von Rapperswil-Jona, Kempraten: Hier kreuzten sich mehrere Transitachsen. Eine kleine römische Siedlungsstelle fand sich auf Eschenbach-Bürg, Chastli.

Mittelalter (ca. 400 bis 1500 n. Chr.)

Auch im Frühmittelalter sind Bodenfunde die wichtigste Informationsquelle. Erst ab dem Hochmittelalter beginnen die schriftlichen Quellen reicher zu fliessen; sie ergänzen die umfangreichen Baureste von Burgen, Kirchen, Klöstern und Städten. Das Gebiet war nach der alamannischen Landnahme in viele kleine Territorien aufgeteilt. Daraus entwickelten sich allmählich grössere Grafschaften, die aber immer wieder vererbt, verkauft oder verpfändet wurden. Von grösseren und kleineren Burgen aus wurde das Umland verwaltet. Neben vielen, die zu Ruinen zerfallen sind, behielten einige, wie z. B. das Schloss Grinau, ihre Funktion bis weit ins 19. Jahrhundert bei.

Für eine Datierung des Schalensteins von Ernetschwil-Altbad fehlen archäologische Hinweise.

LITERATURVERZEICHNIS

ANDRESEN, H. (1964): Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnli-Berglandes. – Jb. st. gall. natw. Ges. *78*, 1–112.

BAUMBERGER, E. (1923): Die diluvialen Schieferkohlen von Eschenbach. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, 449–463.

— (1927): Über eine aquitane Molluskenfauna vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee). – Eclogae geol. Helv. *20*/2, 316–321.

— (1931): Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. – Eclogae geol. Helv. *24*/2, 205–222.

BECKER, D., BÜRGIN, T., OBERLI, U. & SCHERLER, L. (2009): *Diaceratherium lemanense* (Rhinocerotidae) from Eschenbach (eastern Switzerland): systematics, palaeoecology, palaeobiogeography. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *254*/1, 35–39.

BERGGREN, W. A., KENT, D.V., SWISHER, C. C. & AUBRY, M.-P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. – Geochronology, Time Scales, and Global Stratigraphic Correlation, 17–28.

BISCHOFBERGER, M. & KOLLER, A. (2004): Die Thurkorrektion 1906–1914. In: Toggenburger Jb. 2004, 53–71. – Toggenburg-Verlag.

BOLLIGER, T. (1987): Stratigraphie der Molasse im Raum Stäfa – Jona – Wald. – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.

— (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der lithologischen Abfolge der miozänen Hörnlischüttung (Ostschweiz) von MN3 bis MN7. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 961–1000.

— (1996): Drei neue Kleinsäugerfaunen aus der miozänen Molasse der Ostschweiz (MN3 und MN7/8). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. *202*, 95–110.

— (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *91*/3, 321–332.

— (1999): Geologie des Kantons Zürich. – Ott, Thun.

BOLLIGER, T. & EBERHARD, M. (1989): Neue Floren- und Faunenfunde aus der Oberen Süsswassermolasse des Hörnligebietes (Ostschweiz). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *134*/1, 109–138.

BOLLIGER, T., KINDLIMANN, R. & WEGMÜLLER, U. (1995): Die marinen Sedimente (jüngere OMM, St. Galler-Formation) am Südwestrand der Hörnlischüttung (Ostschweiz) und die palökologische Interpretation ihres Fossilinhaltes. – Eclogae geol. Helv. *88*/3, 885–909.

BRAENDLIN, E. (1943 a): Bericht über die Untersuchung der Braunkohlengrube Echeltswil. – Bericht 3512 a, zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern [24 354] (unpubl.).

— (1943 b): Bericht über verbleibende Abbaumöglichkeiten des Schieferkohlenvorkommens Uznach-Kaltbrunn. – Bericht 3206 a, zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern [24 399] (unpubl.).

— (1944): Zusammenfassender Bericht über die Braunkohlengrube Echeltschwil, Gemeinde Goldingen, Kt. St. Gallen. – Bericht 3562 b, zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern [24 355] (unpubl.).

BROCKMANN-JEROSCH, H. (1910): Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn (bei Uznach, Kanton St. Gallen) und deren Bedeutung für die Auffassung des Wesens der Eiszeit. – Jb. st. gall. natw. Ges. (1909), 1–189.

BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – Diss. Univ. Zürich.

— (1957): Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Bodensee und Reuss. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *24*/66, 35–42.

— (1958 a): Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Reuss und Glatt. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *25*/68, 5–24.

— (1958 b): Zur Geologie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) zwischen Töss- und Glattal. – Eclogae geol. Helv. *51*/1, 73–105.

— (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *52*/2, 449–460.

BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F. (1964): Vulkanische Tuffhorizonte in der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Hörnli-Schüttung bei Azmännig und Chrüzegg, Kt. St. Gallen. – Eclogae geol. Helv. *57*/2, 429–430.

BÜCHI, U. P. & WELTI, G. (1950): Zur Entstehung der Degersheimer-Kalknagelfluh im Tortonien der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *43*/1, 17–30.

— (1951): Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Goldingertobel und Toggenburg. – Eclogae geol. Helv. *44*/1, 183–206.

BÜRGIN, T., BECKER, D. & OBERLI, U. (2008): Ein fossiles Nashorn von Eschenbach (Kanton St. Gallen). – Ber. st. gall. natw. Ges. *91*, 123–134.

BÜRGIN, T., HANTKE, R. & OBERLI, U. (2004): Das Schau- und Werk-Geotop Risi – ein Fenster in die Toggenburger Urzeit. In: Toggenburger Jahrbuch 2004, 119–135. – Toggenburg-Verlag.

BÜRGISSER, H. M. (1980): Zur mittel-miozänen Sedimentation im Nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – Diss. ETH Zürich.

— (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 19–28.

BÜRGISSER, H. M., FURRER, H. & HÜNERMANN, K. A. (1983): Stratigraphie und Säugetierfaunen der mittelmiozänen Fossilfundstellen Hüllistein und Martinsbrünneli (Obere Süsswassermolasse, Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv. *76*/3, 733–762.

CANDE, S. C. & KENT, D. V. (1992): A new geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. – J. geophys. Res. *97*, 13917–13951.

— (1995): Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. – J. geophys. Res. *100*, 6093–6095.

CREALP (2004): SIG-Sion et carte géologique. Réalisation d'un SIG à partir des minutes géologiques originales et transfert des données pour l'Atlas géologique de la Suisse. – Rapp. Méthodol. et résultats, CREALP-04.04, Décembre 2004.

ESCHER VON DER LINTH, A. & MOUSSON, A. (1862): Übersicht der Geologie des Kantons Zürich. – Njbl. natf. Ges. Zürich *64*, 1–34.

FREI, H. P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordost-Schweiz zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *233*.

FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae geol. Helv. *57*/1, 157–298.

GRAF, H. R. (2009): Stratigraphie von Mittel- und Spätpleistozän in der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *168*.

GUBLER, T. (2009): Blatt 1111 Albis (mit Beitrag von P. NAGY). – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *134*.

GUTZWILLER, A. (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz *14*/1.

HABICHT, J. K. A. (1945a): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *83*.

— (1945 b): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal. – Eclogae geol. Helv. *38*/1, 121–149.

— (1987): Internationales stratigraphisches Lexikon, Bd. I: Europa, Fasz. *7* Schweiz, *7b* Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm. und Landeshydrol. u. -geol.

HAERING, H., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., STARCK, R. & WYSSLING, L. (1994): Blatt Toggenburg (LK 33, 34). – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Erläut. *5*.

HANTKE, R. (1956): Fossile Floren des Buechberges (Oberer Zürichsee). – Ber. schwyz. natf. Ges. *5*, 7–23.

– (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – Eclogae geol. Helv. *51*/1, 119–149.

– (1967a): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *112*/2, 91–122.

– (1967b): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (St. Gallen). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *112*/4, 223–242.

– (1978, 1980): Eiszeitalter (Bd. 1 u. 2). – Ott, Thun.

– (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete: Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre. – Ott, Thun.

HANTKE, R., OBERLI, U. & GREGOR, H.-J. (2005): Die mittelmiozäne Megaflora von Risi/Wattwil (Schweiz). – Documenta naturae *155*.

HANTKE, R., WYSSLING, G. & BOLLINGER, D. (2009): Blatt 1132 Einsiedeln. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte *129*.

HANTKE, R., WYSSLING, G. & SCHLANKE, S. (2009): Blatt 1132 Einsiedeln. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *129*.

HEIM, ALB. (1902): An die Tit. Generaldirektion der schweiz. Bundesbahnen (Geologisches Gutachten über Projekt I Rickenbahn-Basistunnel). – Zürich.

– (1919): Geologie der Schweiz. Bd. I–III. – Tauchnitz, Leipzig.

HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *50*/2, 289–322.

– (1981): Goldwaschversuche im Gebiet zwischen Hörnlibergland, Säntis, Bodensee und Rheintal. – Jb. st. gall. natw. Ges. *81*, 6–28.

– (1985): Waschgold in der Molasse, in pleistozänen Ablagerungen und in rezenten Bächen und Flüssen der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *78*/3, 433–450.

– (1990): Mineralische Rohstoffe der Kantone St. Gallen und Appenzell. – Beitr. Geol. Schweiz, klein. Mitt. *83*.

HOTTINGER, L., MATTER, A., NABHOLZ, W. & SCHINDLER, C. (1970): Blatt 1093 Hörnli. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. *57*.

JÄCKLI, H. (1996): Rohstoffkarte Kies des Kantons Zürich. Erläuterungen. – Dir. öffentl. Bauten Zürich.

JÄCKLI, H. & SCHINDLER, C. (1986): Möglichkeiten der Substitution hochwertiger Alluvialkiese durch andere mineralische Rohstoffe. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *68*.

JEANNET, A. (1923): Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, 106–403.

JORDAN, P. & GANDER, P. (2007): Digitales Höhenmodell der Basis der Oberen Süsswassermolasse. Datenbasis und Erarbeitung. – Nagra Arbeitsber. NAB 07-06.

KÄLIN, D. (1997): The mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered. A local biozonation of MN2 – MN5. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès BiochroM'97. – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier *21*, 515–535.

KÄLIN, D. & KEMPF, O. (2009): High-resolution stratigraphy from the continental record of the Middle Miocene Northern Alpine Foreland Basin of Switzerland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., *254*/1–2, 177–235.

KAUFMANN, J. F. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *17*.

KELLER, B. (1989): Fazies und Stratigraphie der Oberen Meeresmolasse (unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.

– (1992): Hydrogeologie des schweizerischen Molasse-Beckens: Aktueller Wissensstand und weiterführende Betrachtungen. – Eclogae geol. Helv. *85*/3, 611–651.

KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. *27*A, 1–241; *27*B, 1–291.

– (1989): Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rickenpass gegen Ende der letzten Eiszeit. – Ber. st. gall. natw. Ges. *84*, 95–123.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005a): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1.Teil: Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *150*/1–2, 19–32.

– (2005b): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 2.Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *150*/3–4, 69–85.

KEMPF, O. (1998): Magnetostratigraphy and facies evolution of the Lower Freshwater Molasse (USM) of eastern Switzerland. – Diss. Univ. Bern.

KEMPF, O., BOLLIGER, T., KÄLIN, D., ENGESSER, B. & MATTER, A. (1997): New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozones of the North Alpine Foreland Basin. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Ed.): Actes du Congrès BiochroM'97. – Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier *21*, 547–561.

KEMPF, O. & MATTER, A. (1999): Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. *92*, 97–103.

KEMPF, O., MATTER, A., BURBANK, D.W. & MANGE, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. – Int. J. Earth Sci. *88*, 253–275.

KEMPF, O. & PROSS, J. (2005): The lower marine to lower freshwater Molasse transition in the northern Alpine foreland basin (Oligocene; central Switzerland – south Germany): age and geodynamic implications. – Int. J. Earth Sci. *94*/1, 160–171.

KEMPF, T., FREIMOSER, M., HALDIMANN, P., LONGO, V., MÜLLER, E., SCHINDLER, C., STYGER, G. & WYSSLING, L. (1986): Die Grundwasservorkommen im Kanton Zürich. Erläuterungen zur Grundwasserkarte 1:25 000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *69*.

KLÄY, J.-R. (1969): Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. – Diss. ETH Zürich.

KOPP, J. (1937): Petrolgeologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Linth und Thur, mit spezieller Berücksichtigung der Petrolbohrung von Tuggen. – Rapp. PEK, 30. August 1937.

– (1946): Die Schieferkohlengrube Schönenbach Süd (Gemeinde Gommiswald) Kt. St. Gallen. – Bericht 3350, zuhanden Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt, Bureau für Bergbau. – Arch. Infogeol., swisstopo, Wabern [24 403] (unpubl.).

– (1955): Erdgas und Erdöl in der Schweiz. – Räber, Luzern.

KRIEMLER, M. (2003): Handbuch Geoweg Chrüzegg. – Tourismus Region Zürcher Oberland (TRZO), Dezember 2003.

KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – Sedimentary Geol. *152*, 45–78.

KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H.R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOGLER, R. & GUNTLI, P. (1997): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz. – Schweiz. Geotech. Komm., Zürich.

KYBURZ (1968): Untersuchungen in der unteren OSM im Raume Rüti – Eschenbach – Goldingen. – Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

LETSCH, E. (1899): Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *1*.
– (1907): Die schweizerischen Tonlager. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *4*.

LETSCH, E. & RITTER, E. (1925): Die schweizerischen Molassekohlen III. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *12*.

LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J. (1942): Neue Geröllstudien in der Molasse. – Eclogae geol. Helv. *35*/2, 235–246.

MÜLLER, H.-P. (1971): Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz). – Vjschr. natf. Ges. Zürich *116*/1, 1–153.

NEUWEILER, E. (1907): Über die subfossilen Pflanzenreste von Güntenstall bei Kaltbrunn. – Ber. schweiz. bot. Ges. *16*, 64–79.

OCHSNER, A. (1935): Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer. – Eclogae geol. Helv. *28*/2, 649–658.
– (1969): Blatt 1133 Linthebene. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte *53*.
– (1975): Blatt 1133 Linthebene. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *53*.

PAVONI, N. (1956): Zürcher Molasse und Obere Süsswassermolasse der Ostschweiz, ein stratigraphischer Vergleich. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *22*/63, 25–32.
– (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. –Vjschr. natf. Ges. Zürich *102*, 117–315.
– (1959): Zur Gliederung der Oberen Süsswassermolasse (OSM) im Bereich des Hörnlischuttfächers. – Eclogae geol. Helv. *52*/2, 476–487.
– (1960): Zur Tektonik der Höhronen-Überschiebung. – Eclogae geol. Helv. *53*/2, 637–640.

PFIFFNER, O. A. (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the central Alps. – Spec. Publ. int. Assoc. Sediment. *8*, 219–228.
– (1997) [Hrsg.]: Deep structure of the Swiss Alps: results of NRP 20. – Birkhäuser, Basel.

PFIFFNER, A., ERARD, P.-F. & STÄUBLE, M. (1997): Two cross sections through the Swiss Molasse Basin (lines E4-E6, W1, W7-W10). In: PFIFFNER, A., LEHNER, P., HEITZMANN, P., MÜLLER, S. & STECK, A. (Hrsg.): Deep structure of the Swiss Alps: Results of NRP 20 (S. 64–72). – Birkhäuser, Basel.

QUERVAIN, F. DE (1983–1985): Gesteinsarten an historischen Bau- und Bildwerken der Schweiz: Aufzeichnungen 1954–1983. – Institut für Denkmalpflege ETHZ.

RENZ, H. H. (1937a): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *30*/1, 87–214.
– (1937b): Zur Geologie der östlichen st.gallisch-appenzellischen Molasse. – Jb. st. gall. natw. Ges. *69*, 1–128.

SCHINDLER, C. (2004): Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *169*.

SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – Eclogae geol. Helv. *67*/2, 243–331.

SCHLÜCHTER, C. & KELLY, M. (2000): Das Eiszeitalter der Schweiz, eine schematische Zusammenfassung. – Publ. IGCP *378*, Geol. Inst. Univ. Bern, Stift. Landschaft u. Kies, Uttigen.

SCHMIDT, P. (1903): Geologische Begutachtung des Ricken-Tunnels Wattwil-Kaltbrunn. – Buchdruckerei A. Benteli, Bern.
– (1906): Bericht über die Exkursion nach dem Rickentunnel, nach Uznach und dem Toggenburg. – Oberrh. geol. Ver., Ber. *38.* Versamml., Konstanz, 26.4.1905, 1–6.

SCHUPPLI, H. M. (1952): Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. IV. Teil. 9. Abschnitt. Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *26*/4.

SC+P [Sieber, Cassina + Partner AG] (1989): Kiesgrube im Goldbach, 8630 Rüti, Abbaukonzept. – SC+P, Geol. Gutachten Nr. 529 vom 3.10.1989.

Speich, D. (2003): Helvetische Meliorationen – Die Neuordnung der gesellschaftlichen Naturverhältnisse an der Linth (1783–1823). – Interferenzen *6*, Chronos-Verlag, Zürich.

Stehlin, H. G. (1914): Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. – Verh. natf. Ges. Basel *25*, 179–202.

Stein, M. (1948): Geologische Karte vom Glattal. – Diss. Univ. Zürich.

Stürm, B. (1973): Die Rigi-Schüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – Diss. Univ. Zürich.

Stürm, B., Heinz, R., Naef, H. (2004): Geotopinventar Kanton St. Gallen. – Ber. st. gall. natw. Ges. *90*, 13–31.

Tanner, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – Mitt. thurg. natf. Ges. *33*, 1–108.

Weber, A. (1934): Zur Glazialgeologie des Glatttales. – Eclogae geol. Helv. *27*/1, 33–43.

Welten, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *156*.

– (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *162*.

Welti, G. (1950): Zur Geologie, Stratigraphie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse am oberen Zürichsee. – Diss. ETH Zürich, (Mskr.).

Wyssling AG [Geologisches Büro Dr. Lorenz Wyssling AG] (1995): Kiesabbau Eichholz, Gommiswald SG, Hydrogeologische Untersuchungen. – Geol. Gutachten. Nr. *95.972* vom 23.11.1995.

Wyssling, G. (2008): Blatt 1092 Uster. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *128*.

Zaugg, A. & Löpfe, R. (2011): Blatt 1114 Nesslau. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *141*.

Zingg, T. (1934): Blätter Mönchaltorf-Hinwil-Wädenswil-Rapperswil. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. *7*.

Zöbelein, H. K. (1963): Zur Biostratigraphie der gefalteten Molasse (Chattien/Aquitanien) im Süden des Oberen Zürichsees. – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *29*/77, 11–28.

GEOLOGISCHE EXKURSIONSFÜHRER

BOLLIGER, T. [Hrsg]. (1999): Geologie des Kantons Zürich. Exkursionsheft. – Ott, Thun.

BÜCHI, U. P. (1967): Exkursion Nr. 36: Pfäffikon (SZ) – Ricken – Toggenburg – Buchs – Liechtenstein. In: Geologischer Führer der Schweiz (Heft *8*, 697–718). – Wepf, Basel.

BÜRGISSER, H. M., FREI, H.-P. & RESCH, W. (1981): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Molasse der Nordostschweiz und des Vorarlbergs vom 19. bis 21. Oktober 1980. – Eclogae geol. Helv. *74*/1, 297–310.

HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – Samml. geol. Führer *75* (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).

STAUB, R. (1934): Fahrt d. Zürich – Weesen – Chur – Thusis – Tiefenkastel – Julier – Engadin – Bergell – Chiavenna. In: Geologischer Führer der Schweiz (Fasc. *4* Eisenbahnfahrten). – Wepf, Basel.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Tektonische Karte der Schweiz 1: 500 000. – Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

Geologische Generalkarte der Schweiz 1: 200 000

Blatt 3 Zürich – Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.

Geologische Karte der Schweiz 1: 100 000

Blatt IX Schwyz – Glarus – Appenzell – Sargans, von A. ESCHER V.D. LINTH, A. GUTZWILLER, C. MÖSCH & F. J. KAUFMANN, 1875.

Geologischer Atlas der Schweiz 1: 25 000

Nr. 4 Flawil – Herisau – Brunnadern – Schwellbrunn (SA 218–221), von A. LUDWIG, 1930.
Nr. 7 Mönchaltorf – Hinwil – Wädenswil – Rapperswil (SA 226–229), von T. ZINGG, 1934.
Nr. 53 Linthebene (LK 1133), von A. OCHSNER, 1969.
Nr. 57 Hörnli (LK 1093), aufgenommen durch den GEOLOGISCHEN DIENST DER ARMEE, 1970.
Nr. 106 Walensee (LK 1134), von R. HERB & S. FRANKS-DOLLFUSS, 2003.
Nr. 128 Uster (LK 1092), von G. WYSSLING, 2007.
Nr. 129 Einsiedeln (LK 1132), von R. HANTKE, G. WYSSLING & D. BOLLINGER, 2009.
Nr. 141 Nesslau (LK 1114), von A. ZAUGG, R. LÖPFE, M. KRIEMLER & T. KEMPF, 2011.

Geologische Spezialkarten

Nr. 13 Die nördlichste Kreide-Kette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1: 50 000, von C. BURCKHARDT, 1893.
Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1: 25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.
Nr. 86 Spezialkärtchen der Brunnenegg am Mattstock-Westende, 1: 1000, von ARN. HEIM, 1917.
Nr. 108 Geologische Karte des Wäggitals und seiner Umgebung, 1: 25 000, von H. SCHARDT, H. MEYER & A. OCHSNER, 1924.
Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1: 50 000, von J. OBERHOLZER, unter Benützung früher veröffentlichter Karten und Neuaufnahmen von A. OCHSNER, H. J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942. Unveränd. Nachdr., 1984.

Geologische Karten mit topografischer Grundlage

Ba BAUMBERGER, E. (1923): Geologische Karte des Schieferkohlengebietes von Eschenbach (St. Gallen), 1: 10 000. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, Taf. 19.

Br BROCKMANN-JEROSCH, H. (1910): Geologische Karte der diluvialen Ablagerungen von Kaltbrunn, 1: 25 000. In: Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn. – Engelmann, Leipzig.

D DREHER, K. (1925): Geologische Karte Bergwerk «Rufi» bei Schänis, 1:25 000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *12*, Taf. 5.

F FREY, A. P. (1916): Karte der quartären Gebilde im obern Thurgebiet, 1:100 000. – In: Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. – Jb. natw. Ges. St. Gallen *54*.

G_1 GRUBER, C. (1990): Geologische Karte der Molasse und des Quartärs um Hemberg (Toggenburg, Kanton St. Gallen), 1:10 000. – Diplomarb. Univ. Zürich, (unpubl.).

G_2 GRÜNINGER, C. (1972): Geologische Karte der subalpinen Molasse des mittleren Toggenburgs, 1:10 000. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

Ha HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000. In: Vjschr. natf. Ges. Zürich *112*/2.

He HERBORDT, O. (1907): Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil, 1:25 000. In: Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil – Pfäffikon am Zürichsee. – Leemann, Zürich.

J_1 JEANNET, A. (1921): Carte géologique de la région des charbons feuilletés (Schieferkohle) de Wangen (Schwyz), 1:10 000. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, Taf. 10.

J_2 JEANNET, A. (1921): Carte géologique de la région des charbons feuilletés Uznach – Kaltbrunn (St-Gall), 1:10 000. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *8*, Taf. 13.

M MYLIUS, H. (1913): Geologische Übersichtskarte der nordwestlichen Glarner Alpen, 1:100 000. In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen (2. Teil). – Piloty & Loehle, München.

Weitere geologische Karten

ANDRESEN, H. (1962): Morphogenetische Karte des östlichen Hörnliberglandes, ca. 1:103 000. In: Beiträge zur Geomorphologie des östlichen Hörnliberglandes. – Jb. st.gall. natw. Ges. *78*.

BÜCHI, U. P. & WELTI, G. (1951): Geologische Karte des Südrandes der mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal, 1:50 000. In: Zur Geologie der südlichen mittelländischen Molasse der Ostschweiz zwischen Goldingertobel und Toggenburg. – Eclogae geol. Helv. *44*/1, Taf. VII.

HABICHT, K. (1945): Tektonisch-geologische Karte und Strukturkarte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse, 1:50 000. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *83*, Taf. II u. III.

KELLER, O. (1974): Glazialmorphologische Karte der Umgebung von St. Peterzell (Neckertal), 1:25 000. – Jb. st. gall. natw. Ges. *80*, Beil. 7.

RUTSCH, R. & HÜRZELER, J. (1934): Geolog. Kartenskizze der Molasse im Gebiet des Ob. Zürichsees, 1:150 000. In: Das Alter der Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau (Ob. Zürichsee). – Eclogae geol. Helv. *27*/2.

STEIN, M. (1948): Geologische Karte vom Glattal, ca. 1:75 000. In: Morphologie des Glattales. – Diss. Univ. Zürich, Taf. 1.

TANNER, H. (1944): Geolog. Karte der Molasse zwischen Wattwil und Eschenbach, 1:50 000. In: Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – Mitt. thurg. natf. Ges. *33*.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

Nr. 5 Blatt Toggenburg (LK 33, 34) von C. HAERING, H. JÄCKLI, M. KOBEL, R. KÜNDIG, O. LIENERT, R. PHILIPP, P. STARCK & L. WYSSLING, 1993.

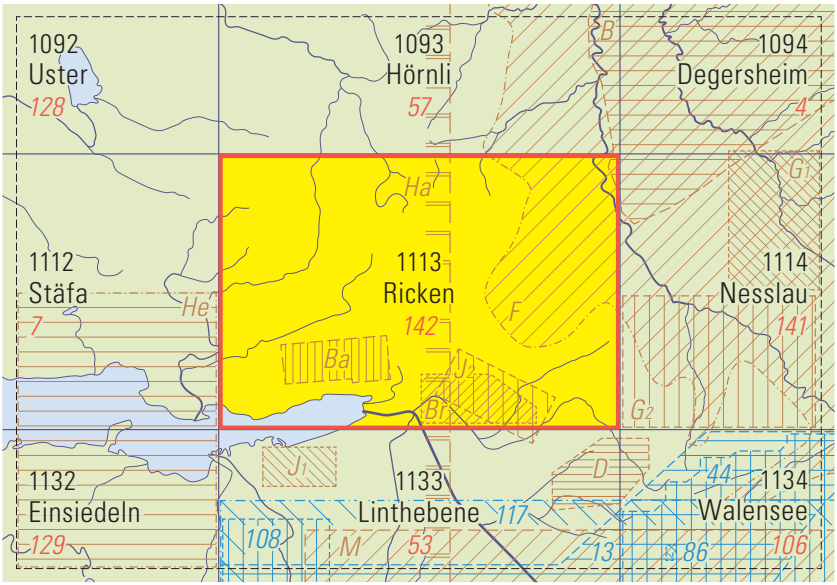
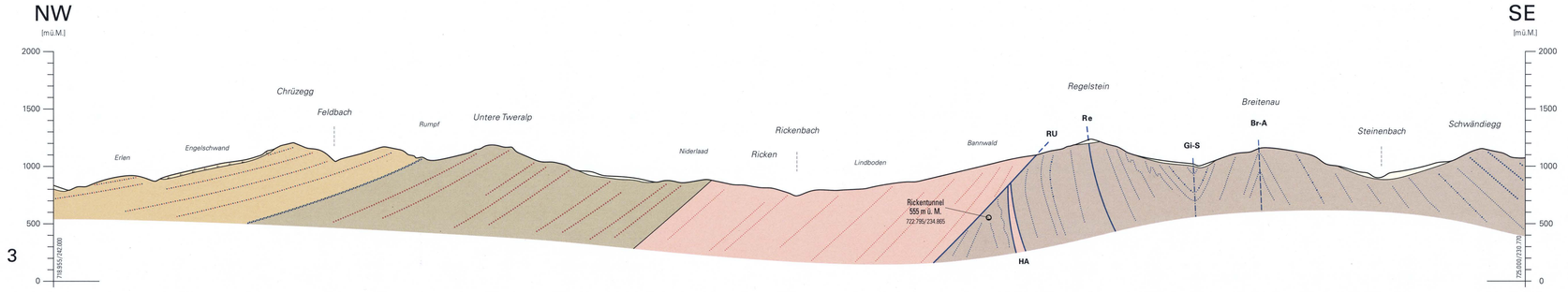
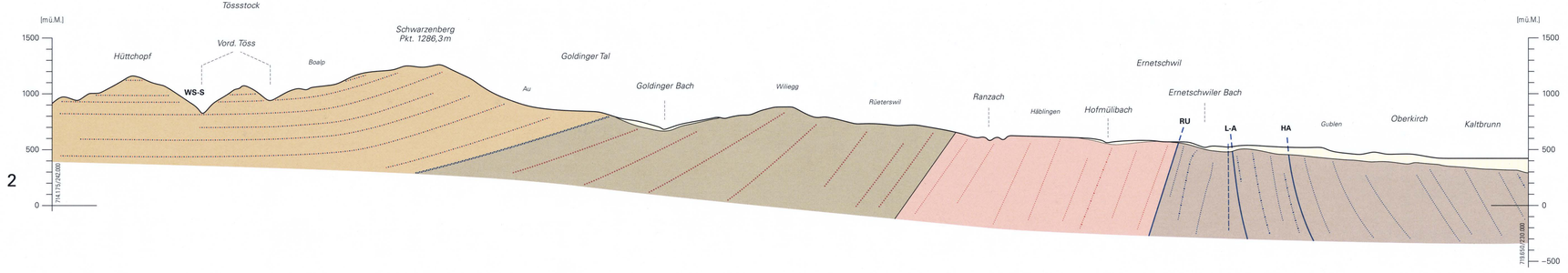


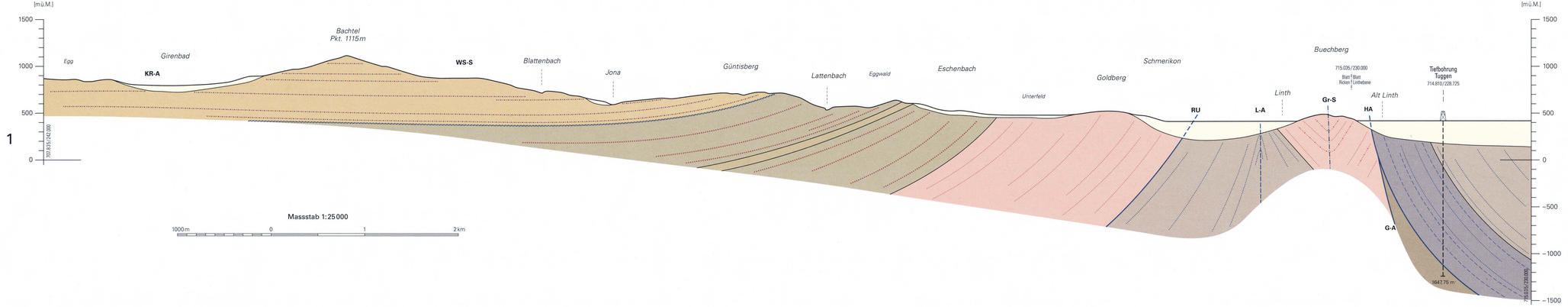
Fig. 25: Publizierte geologische Karten (mit topographischer Grundlage).

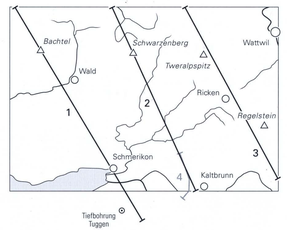
BEILAGEN

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ricken
Tafel II: Quartärgeologisches Profil Tüfwisen – Oberkirch – Ernetschwil
Tafel III: Tektonische Übersichtskarte des Gebiets beidseits der Linthebene









Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Ricken

von

René Löpfe und Alfred Zaugg

Quartär

- Quartäre Ablagerungen i. Allg.
- Sackungsmasse

Molasse

Mittelländische Molasse (Miozän)

Aquitanien–Serravallien

- Obere Süsswassermolasse (OSM II): Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Hörnli-Schüttung)
- Kristallin führende Kalknagelfluh bis bunte Nagelfluh
- «Appenzellergranit»-Leitniveau
- USM III bis OSM I: Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Hörnli-Schüttung)
- Bunte Nagelfluh
- Obere Meeresmolasse (OMM II, St.-Gallen-Formation): Sand- und Siltstein, Mergel (Hörnli- und Napf-Schüttung)
- Untere Süsswassermolasse (USM II, «Granitische Molasse»): Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Napf-, Höhronen- und Hörnli-Schüttung)
- «Granitischer Sandstein»
- «Granitischer Sandstein», z.T. Kristallingerölle führend

Subalpine Molasse (Oligozän–Miozän)

Rupelien – Aquitanien

- Untere Süsswassermolasse (USM II, «Granitische Molasse»): Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Kronberg-Gäbris-Schüttung)
- «Granitischer Sandstein»
- «Granitischer Sandstein», z.T. Kristallingerölle führend
- Untere Süsswassermolasse («Karbonatreiche Molasse»): Konglomerat, Sand- und Siltstein, Mergel (Speer-Schüttung in den Profilen 2 und 3, Rigi-Schüttung in Profil 1)
- Kalksandstein
- Kalksandstein, z.T. Kalkgerölle führend
- Kalknagelfluh
- Untere Süsswassermolasse («Molasse rouge»): Sand- und Siltstein, Mergel (Rigi-Schüttung)
- Mergellage
- Sandstein

Chattien

- Untere Süsswassermolasse («Grindelegg-Serie»): Sand- und Siltstein, Mergel (Rigi- und Höhronen-Schüttung)

USM I

- Auf-, Überschiebung
- Störung im Kern einer Synklinale
- Störung im Kern einer Antiklinale

Tiefbohrung Tuggen (projiziert, mit Endtiefe)

1647,75 m

HA	Hauptaufschiebung
Br-A	Breitenau-Antiklinale
G-A	Grindelegg-Aufschiebung
Gi-S	Giegenbach-Synklinale
Gr-S	Grinau-Synklinale
KR-A	Käpfnach-Roten-Antiklinale
L-A	Lachen-Antiklinale
Re	Regelstein-Störung
RU	Randunterschiebung
WS-S	Wädenswil-Schnebelhorn-Synklinale

© 2012 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

Quartärgeologisches Profil Tüfwisen–Oberkirch–Ernetschwil

verändert nach

Conrad Schindler (2004)

Holozän
- Rutschmasse (q_{rut})
- Bach-, Sumpf- und Murgangablagerungen (q_b)

Spätes Pleist.
- Seebodenlehm, weich gelagert (q_{SL})
- Letzteiszeitliche Moräne (q_{4m})

Mittleres Pleistozän
- Gublen-Schotter (kaltzeitlich) (q_{sGu})
- Warmzeitliche Tone mit Schieferkohle (vom Gletscher überfahren) (q_{SLT})
- Oberkirch-Seebodenlehm (q_{SLO})
- Moräne und gletschernahe Ablagerungen (q_{mil})
- Haslentobel-Schotter (Deltaablagerungen in Felsrinne) (q_{sHa})

? Früh. Pleist.
- Moräne älterer Vergletscherungen (q_{mf})

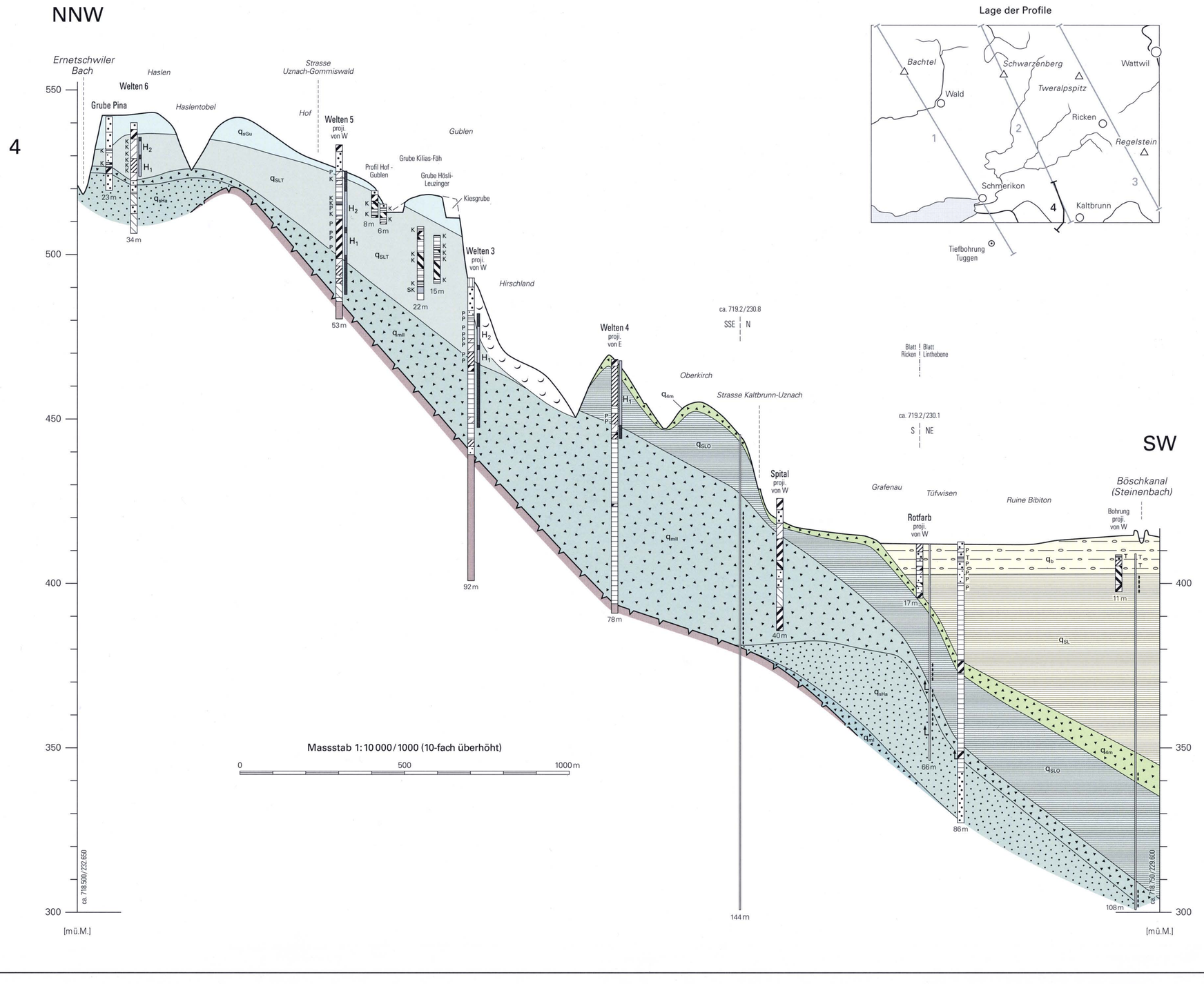
- Felsuntergrund (USM)

Kernbohrungen

- Auffüllung, Humus
- Kies, sandig, gerundet bis angerundet
- Kies, sandig-siltig, z.T. tonig, gerundet bis kantig
- Mittel- und Grobsand
- Feinsand
- Feinsand-Silt-Gemisch
- Silt
- Sand-Silt-Ton-Gemisch
- Silt-Ton-Gemisch
- T Torf
- K Schieferkohle
- SK Seekreide
- Artesisch gespanntes Wasser
- 92 m Endtiefe
- P Eingelagerte Pflanzenreste
- Pollenanalyse (Welten 1988) Interglazial: H_1 = «Holstein 1», H_2 = «Holstein 2» Kaltzeit

Spülbohrungen und Sondierungen

- undifferenziert
- T Torf
- Kies, Steine
- Artesisch gespanntes Wasser
- 144 m Endtiefe



Lage der Profile

© 2012 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern

Tektonische Übersichtskarte des Gebiets beidseits der Linthebene

kompiliert von

Daniel Kälin

basierend auf

Ludwig (1930), Ochsner (1969), Geologischer Dienst der Armee (1970), Hantke und Mitarbeiter (1967), Herb & Franks-Dollfus (2003), Hantke (2006), Trümpy (2006), Hantke, Wyssling & Bollinger (2009), Zaugg, Löpfe, Kriemler & Kempf (2011) und Löpfe, Zaugg, Blass & Kriemler (2012)

Quartäre Sedimentfüllung

MOLASSE

Mittelländische Molasse

Gebiet des Hörnli-Schuttfächers

- Obere Süsswassermolasse (OSM II)
- Meilener Kalk bzw. Hüllistein-Konglomerat («Appenzellergranit»-Leitniveau)
- USM III bis OSM I
- Obere Meeresmolasse (OMM)
- Untere Süsswassermolasse (USM II)

Subalpine Molasse

Gebiet südlich Lachen

- Untere Süsswassermolasse (USM II)
- Etzel- und Hüllerich-Klippe
- Untere Süsswassermolasse, undiff.

Buechberg und östliche Fortsetzung

- Untere Süsswassermolasse (USM II)
- Untere Süsswassermolasse (USM I)

St.-Jost-Schuppe (=Grindelegg-Schuppe)

- Untere Süsswassermolasse (USM I)

Rigi-Rossberg-Morgarten-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM I)
- Untere Meeresmolasse (UMM)

Gäbris-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM II)
- Untere Süsswassermolasse (USM I)

Kronberg-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM II)
- Untere Süsswassermolasse (USM I)

«Zone Kronberg-Süd»

- Untere Süsswassermolasse (USM I)

Chräzerli-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM I)

Schorhüttenberg-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM I)
- Untere Meeresmolasse (UMM)

Speer-Stockberg-Schuppe

- Untere Süsswassermolasse (USM I)
- Untere Meeresmolasse (UMM)

HELVETIKUM

- Schuppenzone von Wildhaus
- Fliegenspitz-Komplex
- Schuppenzone von Leist
- Helvetische Randkette
- Drusberg-Decke
- Säntis-Decke
- Basale Schuppen der Säntis-Decke
- Lüsis-Schuppe
- Walenstadter Zwischendecke
- Mürtschen-Decke (inkl. Fli-Falte)
- Glarner Decke
- Wageten-(Chapfenberg-)Schuppe
- Verrucano der Glarner Decke
- Subalpine «Randflysch-Zone»
- «Sandstein-Dachschiefer-Komplex»
- Flysch i. Allg.

PENNINIKUM

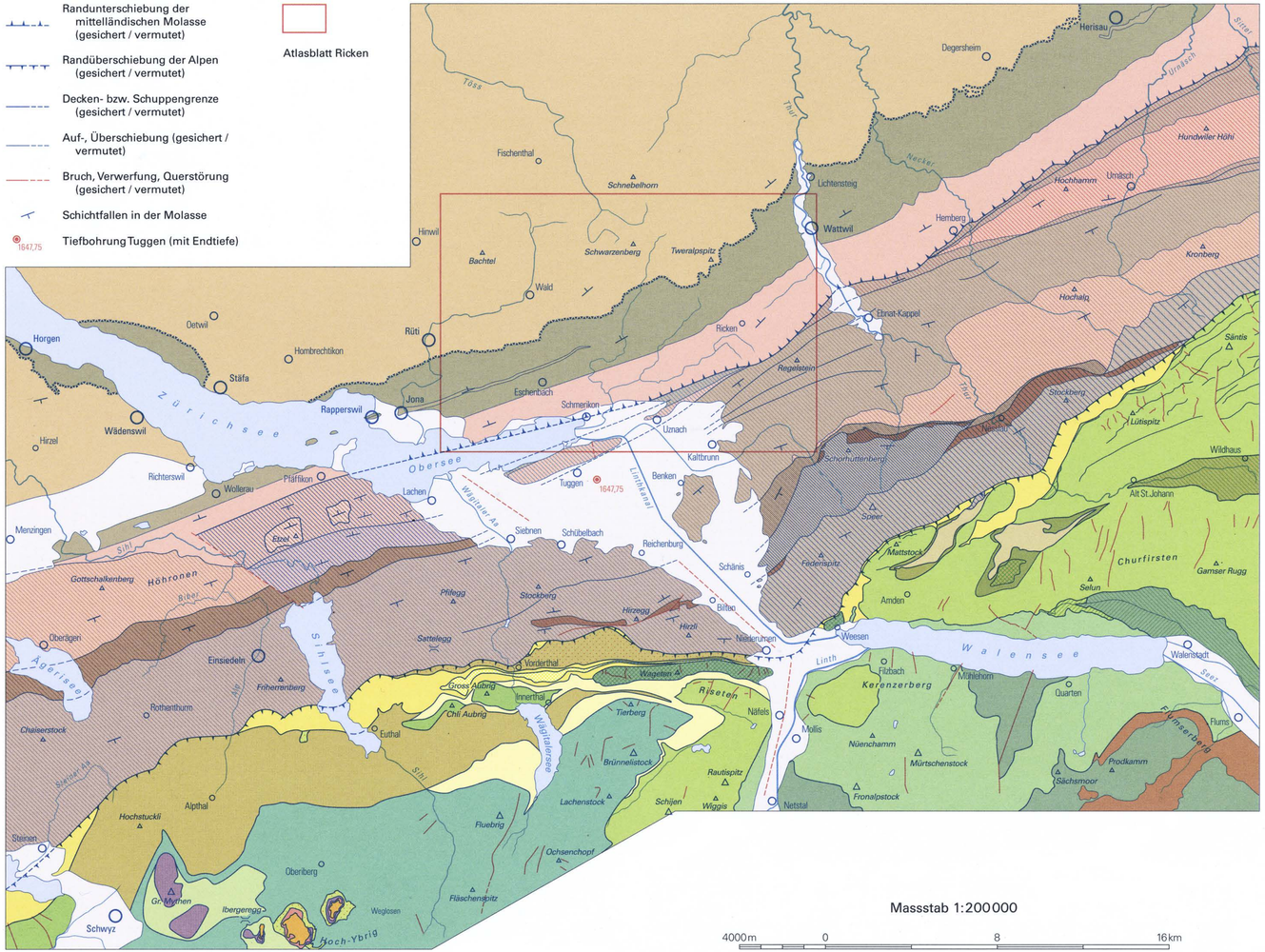
- Habkern-Mélange
- Wägitaler Flysch
- Trepsen-Flysch
- (?) Nordpenninische Flyschserie (Kreideflysch)
- Schlieren-Flysch
- Klippen-Decke
- Arosa-Zone

OSTALPIN

- Oberostalpin

- Randunterschiebung der mittelländischen Molasse (gesichert / vermutet)
- Randüberschiebung der Alpen (gesichert / vermutet)
- Decken- bzw. Schuppengrenze (gesichert / vermutet)
- Auf-, Überschiebung (gesichert / vermutet)
- Bruch, Verwerfung, Querstörung (gesichert / vermutet)
- Schichtfallen in der Molasse
- 1647,75 Tiefbohrung Tuggen (mit Endtiefe)

Atlasblatt Ricken



Massstab 1:200 000

4000 m 0 8 16 km

© 2012 Bundesamt für Landestopografie swisstopo, CH-3084 Wabern