

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

1:25 000

1114 Nesslau

Erläuterungen

verfasst von
ALFRED ZAUGG und RENÉ LÖPFE

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

141

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

1:25 000

1114 Nesslerau

Erläuterungen

Mit 16 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

verfasst von
ALFRED ZAUGG und RENÉ LÖPFE

2011



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis

Karte:

ZAUGG, A., LÖPFE, R., KRIEMLER, M. & KEMPF, T. (2011): Blatt 1114 Nesslau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 141.

Erläuterungen:

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

Titelbilder

Umschlag:

Karren in einer steilen Aufschlusswand im Schraffenkalk entlang dem Wanderweg Tierwis–Säntis (Kt. Appenzell Ausserrhoden). Bildbreite ca. 4 m. Foto R. Löpfle, 2007.

Erläuterungen:

Anschliff eines Onkoide führenden Süsswasserkalks (Onkolith) aus der miozänen Unteren Süsswassermolasse (USM) der Kronberg-Schüttung, ca. 2 km südlich von Krummenau (Kt. St. Gallen). Bildbreite ca. 8 cm. Foto M. Baur, 2010.

Herausgeber

© 2011, 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 978-3-302-40057-0

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|---|----|
| Vorwort | 4 |
| Zusammenfassung | 6 |
| Résumé | 7 |
| Riassunto | 8 |
| Abstract | 9 |
| Einleitung | 10 |
| Stratigraphie | 15 |
| Helvetikum | 15 |
| Säntis-Decke (Kreide) | 15 |
| Subalpine «Randflysch-Zone» (Paläogen) | 23 |
| Molasse | 25 |
| Einleitung | 25 |
| Subalpine Molasse (Paläogen–Neogen) | 29 |
| Untere Meeresmolasse (UMM) | 30 |
| Untere Süswassermolasse (USM) | 33 |
| Aufgerichtete mittelländische Molasse (Neogen) | 42 |
| Untere Süswassermolasse (USM) | 43 |
| Untere und Obere Süswassermolasse (OSM) | 43 |
| Quartär | 47 |
| Pleistozän | 47 |
| Mittleres Pleistozän | 47 |
| ? Mittleres–Spätes Pleistozän | 48 |
| Spätes Pleistozän | 49 |
| Holozän | 54 |
| Tektonik | 61 |
| Einleitung | 61 |
| Aufgerichtete mittelländische Molasse | 63 |
| Subalpine Molasse | 64 |
| Helvetische Decken | 68 |
| Tektonische Entwicklung am Südrand des Molassebeckens | 71 |
| Hydrogeologie | 73 |
| Bohrungen | 75 |
| Rohstoffe | 75 |
| Ur- und Frühgeschichte | 76 |
| Literaturverzeichnis | 77 |
| Kartenverzeichnis | 81 |

VORWORT

Im November 2004 erteilte das Bundesamt für Wasser und Geologie (BWG) der Firma CSD Ingenieure und Geologen AG (Filiale Frauenfeld) den Auftrag, eine Manuskriptkarte zu Blatt 1114 Nesslau für den Geologischen Atlas der Schweiz zu erstellen. Die Feldaufnahmen erfolgten durch die dipl. Geol. Monika Kriemler, René Löpfe und Alfred Zaugg im Zeitraum Juni 2005 – Mai 2008. Für das Helvetikum wurde die zwischen 1961 und 1963 von Dr. Theo Kempf erstellte Manuskriptkarte mit wenigen Anpassungen verwendet.

Die Kartierung im Bereich der Molasse unterscheidet nur zwischen «ansteiner Molasse» und verschiedenen Quartäreinheiten; «Molasse unter geringmächtiger Quartärbedeckung» wurde nicht ausgeschieden. Die sich in der Regel als Rippen morphologisch gut abzeichnenden Sandstein- und Nagelfluhbänke sind auf der geologischen Karte durch entsprechende Punktsignaturen dargestellt und gelten auf der Karte als Molasseaufschluss. Erfahrungsgemäss können im Zwischenbereich der Sandstein- bzw. Nagelfluhrippen bis zu einige Meter mächtige Quartärablagerungen (überwiegend Moräne) auftreten. Sie wurden dort ausgeschieden, wo Hinweise auf quartäre Ablagerungen vorgelegen haben und die Platzverhältnisse eine Darstellung im Massstab 1:25 000 zuließen. Das hochauflösende digitale Terrainmodell (DTM-AV) ermöglichte eine bessere Abgrenzung zwischen Fels und Quartärbedeckung.

Die vorliegende Karte und der dazugehörige Erläuterungstext wurden im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission von Dr. H. Funk und PD Dr. M. Herwegh wissenschaftlich begutachtet. Weitere hilfreiche Anregungen und Kommentare zum Manuskript und zur Karte machten Dr. R. Burkhalter, S. Frank, Dr. R. Heinz, Dr. D. Kälin und Dr. O. Keller.

Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr. L. Jemelin, A. Vandelli und Dr. M. Beres besorgt, die Redaktion seitens der Landesgeologie erfolgte durch Dr. D. Kälin (bis 2007) und PD Dr. O. Kempf (ab 2007). Die kartographischen Arbeiten führten M. Etter-Seitz (Orell Füssli Kartographie AG) und R. Trüssel (swisstopo) durch, den Satz gestaltete E. Steiner.

Die auf der Manuskriptkarte dargestellten Sondierbohrungen basieren auf Archivrecherchen und Datenständen folgender Institutionen: Amt für Umwelt, Kt. St. Gallen (2005), Amt für Umwelt, Kt. Appenzell Ausserrhoden (2005), SEAG-Archiv, Minusio (2006), Geologische Dokumentationsstelle Landesgeologie, Wabern (2007) sowie Archive der CSD Ingenieure und Geologen AG der Filialen Degersheim und Frauenfeld (2008).

Dr. H.-P. Frei, B. F. Iseli und C. Gruber stellten auf Anfrage ihre Diplomkartierungen und -arbeiten bereitwillig zur Verfügung. Dr. H. Funk führte die Autoren der CSD im Juni 2007 anlässlich einer Feldexkursion in die Schichtabfolge und Stratigraphie des Helvetikums ein.

Unterstützung und die Weitergabe von Informationen erfolgten durch: G. Schmid, M. Oberholzer, R. Heinz, H. Adler (Amt für Umwelt, Kt. St. Gallen), P.-O. Lutz (Amt für Umwelt, Kt. Appenzell Ausserrhoden), R. Huber (Gemeindepräsident Nesslau-Krummenau), H. U. Scherrer (Präsident der Chiebgemeinde Nesslau-Krummenau), Dr. P. Lahusen (SEAG) und Dr. W. Leu (Geoform Ltd.). Ferner trugen unzählige Privatpersonen und Verantwortungsträger in den Gemeinden des Toggenburgs durch ihre Auskünfte zum guten Gelingen der Manuskriptkarte bei.

Allen Mitarbeitern der Firma CSD Ingenieure und Geologen AG sei für ihr Verständnis und die Unterstützung für diese Arbeit gedankt: R. Hasenfratz, S. Gammel, G. Vogel, P. Müller und J. Bohne.

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen Beteiligten für ihre geleistete Arbeit und ihre fachlichen Beiträge sowie der Bereitschaft zur Herausgabe von Daten.

März 2011

Bundesamt für Landestopografie
Geologische Landesaufnahme

ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Nesslau des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000, im sankt-gallisch-appenzellischen Grenzgebiet gelegen, vermittelt aufs Schönste die Geographie und Geologie zwischen Mittelland und Alpen. Dabei prägen die vor allem in der subalpinen Molasse dominierenden schräg gestellten Konglomeratlagen eine einzigartige Schichtrippenlandschaft. Mit dem im Tal der Thur südlich von Wattwil im Westen auf 614 m ü. M. gelegenen tiefsten Punkt, und den Gipfeln des westlichen Alpsteingebirges mit einer Höhe von max. 2158 m ü. M. (Silberplatten) im Südosten, umfasst das Atlasblatt einen wesentlichen Teil des Alpenrands im Gebiet der Ostschweiz.

Geologisch erstreckt sich das Gebiet von Blatt Nesslau vom bereits stark aufgebogenen Südrand der mittelländischen Molasse über die gesamte Breite der in verschiedene Schuppen gegliederten subalpinen Molasse bis in die nördlichen Bereiche der helvetischen Decken des Alpsteins. Das Helvetikum umfasst Sedimentgesteine der Kreide der Säntis-Decke und des Paläogens der subalpinen «Randflysch-Zone», deren Basis die Randüberschiebung der Alpen bildet.

Darunter befinden sich mehrere übereinander gestapelte subalpine Molasse-schuppen, die von Süden nach Norden immer jüngere stratigraphische Einheiten aufweisen: Marine Sedimente der Unteren Meeresmolasse sind lediglich an der Basis der südlichsten Schuppen noch aufgeschlossen. Die Hauptmasse der Gesteine der subalpinen Molasse zählt zur nachfolgenden Unteren Süsswassermolasse. Die im Nordwesten anschliessenden Sedimente der mittelländischen Molasse stellen im Gebiet von Blatt Nesslau rein terrestrische Bildungen der Unteren und Oberen Süsswassermolasse dar und bilden somit teilweise das stratigraphische Äquivalent zur Oberen Meeresmolasse. Petrographisch lassen sich die Schutt-fächersedimente der subalpinen Molasse zwei verschiedenen Schüttungssystemen zuordnen: der praktisch kristallinfreien oligozänen Speer-Stockberg-Schüttung und der Kristallin führenden bis bunten miozänen Kronberg-Gäbris-Schüttung. Den Südrand der mittelländischen Molasse prägen die östlichen Ausläufer der Napf- und Höhronen-Schüttung der Zentralschweiz (Aquitaniens), die von Schutt-fächersedimenten der Hörnli-Schüttung (Burdigalien) überlagert werden.

Quartäre Bildungen umfassen im Wesentlichen letzteiszeitliche Lokalmoränen. Moränen des Linth-Rheingletschers finden sich östlich der Thur, diejenigen des Bodensee-Rheingletschers im Gräppelental. Bergsturzmassen treten v.a. im Tal der Luterer und nördlich des Alpsteins auf, Sackungs- und Rutschmassen begleiten hauptsächlich die steilen, oftmals schichtparallelen Flanken im Gebiet der subalpinen Molasse.

RÉSUMÉ

La région de la feuille Nesslau de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25 000, aux confins des cantons de Saint-Gall et d'Appenzell, nous révèle de la plus belle façon, la géographie et la géologie entre le Plateau et les Alpes. Les bancs de conglomérat, dominants et obliques, façonnent en l'occurrence un paysage unique de questas. La feuille couvre une part importante de la bordure alpine de Suisse orientale avec à l'ouest la vallée de la Thur, à 614 m d'altitude au sud de Wattwil, et au sud-est le sommet du massif occidental de l'Alpstein, à une altitude maximale de 2158 m (Silberplatten).

Géologiquement, la feuille Nesslau comprend la bordure méridionale de la Molasse du Plateau déjà fortement redressée, couvre toute la largeur de la Molasse subalpine, subdivisée en diverses écailles, et s'étend jusqu'à la partie nord des nappes helvétiques de l'Alpstein. L'Helvétique y est constitué de roches sédimentaires du Crétacé appartenant à la nappe du Säntis, et de dépôts du Paléocène de la Zone «bordière» du Flysch subalpin, dont la base marque le chevauchement frontal des Alpes.

Plusieurs écailles de molasse subalpine, empilées les une sur les autres, se situent au dessous. Elles sont composées d'unités stratigraphiques de plus en plus jeunes du sud au nord: c'est ainsi que les sédiments marins de la Molasse marine inférieure n'affleurent qu'à la base des écailles les plus méridionales. La masse principale de la Molasse subalpine appartient ici à la Molasse d'eau douce inférieure, qui surmonte la Molasse marine inférieure. Au nord-ouest, les sédiments de la Molasse du Plateau présentent, dans la région de la feuille Nesslau, un faciès strictement terrestre des Molasses d'eau douce inférieure et supérieure et constituent de ce fait un équivalent stratigraphique partiel de la Molasse marine supérieure. Les sédiments des cônes de déjections de la Molasse subalpine se classent dans deux systèmes de dépôts: le cône de déjection oligocène du Speer-Stockberg, presque dépourvu d'éléments cristallins, et celui du Kronberg-Gäbris, d'âge miocène, à éléments cristallins plus ou moins abondants. La bordure sud de la Molasse du Plateau porte l'empreinte des prolongements orientaux des cônes de déjection de Suisse centrale du Napf et du Höhronen (Aquitaniens), surmontés des sédiments du cône de déjection du Hörnli (Burdigaliens).

Les dépôts quaternaires sont avant tout de la moraine locale de la dernière glaciation. Des dépôts morainiques du glacier Rhin-Linth se trouvent à l'est de la Thur, certains du glacier Rhin-Lac de Constance dans le Gräppelental. Des dépôts d'éboulement sont présents en particulier dans la vallée de la Luterer et au nord de l'Alpstein; les tassements et les glissements concernent surtout les versants raides et souvent parallèles aux couches des régions de la Molasse subalpine.

RIASSUNTO

La regione del foglio Nesslau dell'Atlante geologico della Svizzera 1:25 000, sul confine tra i cantoni San Gallo e Appenzello, espone la geografia e la geologia di transizione tra l'Altipiano e le Alpi in modo esemplare. Gli strati obliqui di conglomerato sono dominanti e modellano un paesaggio unico di questas. Il foglio copre una parte importante del margine alpino della Svizzera orientale con, a ovest la valle del Thur a 614 m d'altitudine, a sud di Wattwil, e a sud-est la cima del massiccio occidentale dell'Alpstein, a un'altitudine massima di 2158 m (Silberplatten).

Geologicamente, il foglio Nesslau comprende il bordo meridionale della Molassa dell'Altipiano, già fortemente verticalizzato; ricopre tutta la larghezza della Molassa subalpina, suddivisa in diverse scaglie, e si estende fino alla parte settentrionale delle falde elvetiche dell'Alpstein. L'Elvetico è costituito da rocce sedimentarie del Cretaceo appartenenti alla falda di Säntis e da depositi del Paleocene della zona del Flysch subalpino (subalpine «Randflysch-Zone»), la cui base marca il sovrascorrimento frontale delle Alpi.

Al disotto di quest'ultimo si trovano molteplici scaglie di Molassa subalpina sovrapposte, le quali sono composte di unità stratigrafiche sempre più recenti da sud verso nord. Pertanto i sedimenti marini della Molassa marina inferiore affiorano solo alla base delle scaglie più meridionali. Il volume principale della Molassa subalpina appartiene qui alla molassa di acqua dolce inferiore che sormonta la Molassa marina inferiore. A nord-ovest, i sedimenti della Molassa dell'Altopiano presentano una facies strettamente terrestre delle Molasse d'acqua dolce inferiore e superiore, costituendo quindi un equivalente stratigrafico parziale della Molassa marina superiore. I sedimenti dei coni di deiezione della Molassa subalpina sono classificati petrograficamente in due sistemi di deposito: i coni di deiezione oligocenici del Speer-Stockberg, quasi sprovvisti di elementi cristallini, e quelli del Kronberg-Gäbris, d'età miocenica, a elementi cristallini più o meno abbondanti. Il margine sud della Molassa dell'Altopiano porta l'impronta dei prolungamenti orientali dei coni di deiezione della Svizzera centrale del Napf e dell'Höhrnen (Aquitaniiano), ricoperti dai sedimenti del cono di deiezione dell'Hörnli (Burdigaliano).

I depositi quaternari sono anzitutto costituiti dalla morena locale dell'ultima glaciazione. All'est del Thur si trovano alcuni depositi morenici del ghiacciaio del Linth-Rhein, così come qualche deposito del ghiacciaio del Bodensee-Rhein è presente nella Gräppelental. Alcuni depositi di frana sono presenti in particolare nella valle del Luterer e a nord dell'Alpstein; gli scivolamenti e gli scoscendimenti concernono soprattutto i versanti ripidi e spesso paralleli agli strati nella regione della Molassa subalpina.

ABSTRACT

The area of sheet Nesslau of the Geological Atlas of Switzerland 1: 25 000, located in the borderland between the cantons of Appenzell and St. Gallen, beautifully reflects the geology and the geography between the Swiss midlands and the Alps. Especially the subalpine Molasse, with its dominating, southeast-dipping conglomerate beds, forms a unique cuesta landscape. With the Thur Valley at 614 m a.s.l. south of Wattwil in the west and the summits up to 2158 m a.s.l. (Silberplatten) of the western Alpstein in the southeast, this Atlas sheet covers a significant part of the eastern Swiss Alpine front.

The geological frame covering the Atlas sheet stretches from the strongly up-tilted southern rim of the Plateau Molasse, to the entire width of the various subalpine Molasse thrust sheets and finally to the northern realm of the Helvetic nappes of the Alpstein mountain range. The Helvetic zone comprises Cretaceous sedimentary rocks of the Säntis nappe and the Paleogene subalpine “Randflysch-Zone”, with its base forming the basal Alpine thrust.

Below the Helvetic zone reside several stacked thrust sheets of the subalpine Molasse, each containing, from south to north, progressively younger stratigraphic units: marine sediments of the Lower Marine Molasse are merely exposed at the base of the southernmost thrust sheets. The majority of subalpine Molasse rocks is part of the successive Lower Freshwater Molasse. The adjacent sediments of the Plateau Molasse in the northwest display here exclusively terrestrial deposits of the Lower and Upper Freshwater Molasse; thus they form to some extent stratigraphic equivalents of the Upper Marine Molasse. Petrography of the alluvial fan deposits allows the distinction of two different dispersal systems in the subalpine Molasse: the Oligocene Speer-Stockberg dispersal system, virtually without crystalline clasts, and the Miocene Kronberg-Gäbris dispersal system, which includes crystalline components to various degrees. The southern margin of the Plateau Molasse is characterized by easterly branches of the Napf and Höhrönen dispersal systems of central Switzerland (Aquitanian), which are overlain by alluvial fan deposits of the Burdigalian Hörnli dispersal system.

Quaternary deposits comprise primarily local till of the last glaciation. Till of the Linth-Rhein glacier is found east of the Thur Valley, and till of the Bodensee-Rhein glacier occurs in the Gräppelen Valley in the southeast. Rock avalanche deposits are prominent in the Luterer Valley and north of the Alpstein, landslide and block-glide masses are associated with the steep dip slopes of the subalpine Molasse.

EINLEITUNG

Geographisch-geologischer Überblick

Das Gebiet des Atlasblattes Nesslau liegt überwiegend in der voralpinen Zone. Im Südosten ragt südlich einer Linie Schwägälp-Risipass-Stein (Steiner Berg) die alpine Frontkette des westlichsten Alpsteins als markante Gebirgswand empor. Der Alpstein bildet hier mit dem Kreidestockwerk der Säntis-Decke den nördlichsten Ausläufer des Helvetikums. Südlich dieses steil aufragenden Gebirgskamms - mit den Silberplatten (2158 m ü.M.) als höchstem Punkt im Gebiet von Blatt Nesslau - folgt die Talung von Hinder- und Vordergräppelen (um 1300 m). Die Entwässerung erfolgt hier durch den Seebach nach Nordosten in die Säntisthur bei Laui und weiter ins Obere Toggenburg. Das Gerinne der Thur erreicht bei Wattwil mit rund 610 m ü.M. im äussersten Nordwesten den tiefsten Punkt des Kartengebiets. Neben der zwischen Nesslau (Pkt. 759 m) und der Schwägälp (Pkt. 1352 m) fast E-W-streichenden Talung der Luterer entwässern Thur, Necker und Urnäsch generell in nördlicher Richtung. Diese drei Hauptflüsse entwässern das Gebiet von Blatt Nesslau zu über 90% und verlassen es am Nordrand auf folgenden Höhenlagen: die Thur bei Wattwil auf ca. 610 m, der Necker bei St. Peterzell auf ca. 715 m und die Urnäsch bei Urnäsch auf ca. 820 m. Im Nordosten entwässert der Wissbach zwischen Lauftegg, Petersalp und Kronberg (knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Nesslau) das Eugsttal nach Jakobsbad und mündet im weiteren Verlauf in die Urnäsch. Im Südwesten bildet der S-N-verlaufende Grat Schorhüttenberg (Pkt. 1443 m) - Tanzboden (Pkt. 1443 m) - Ober Bächen (Pkt. 1226 m) die Wasserscheide zwischen der Thur im Osten und der Linth im Westen. Neben dem Luterental sind das Steintal südlich von Ebnat-Kappel sowie das Ijental südwestlich von Nesslau als bedeutende und landschaftlich attraktive Seitentäler der Thur erwähnenswert.

Der Stockberg stellt im Gebiet von Blatt Nesslau mit 1782 m die höchste Molasseerhebung dar. Auch aus der Ferne sind die dort übereinander gestapelten, mehrere Meter mächtigen Nagelfluhbänke, welche mit rund 25-30° in südliche Richtung einfallen, gut erkennbar. Im Südteil des Kartengebiets bildet die immer wiederkehrende Wechsellagerung von harten Nagelfluhbänken mit weicheren, sandig-mergeligen Zwischenschichten zahlreiche Schichtrippen und prägt die Geländemorphologie (Fig. 1). Die Nagelfluhbänke wie auch die weiter nördlich verbreiteten harten Sandsteinbänke (Ebnat-Sandstein) sind oft bestockt bzw. bewaldet. Im Gebiet Hinterfallenchopf-Spicher-Pfingstboden ist die Nagelfluh sehr massig ausgebildet und baut mächtig Felswände auf.

Die dem überwiegend kalkigen Alpsteingebirge vorgelagerte Molasse ist durch generell SW-NE-streichende Hügelzüge und Grate geprägt. Wichtige und

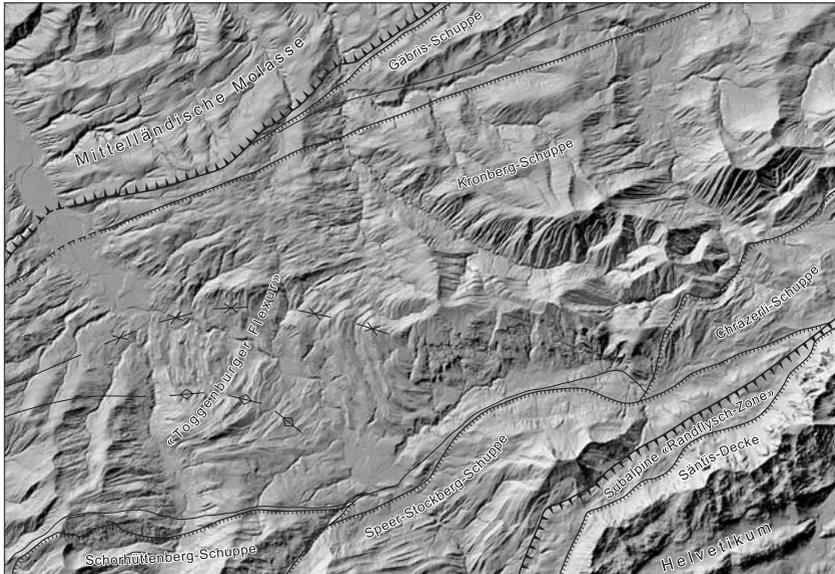


Fig. 1: Digitales Terrainmodell (DTM-AV) des Gebiets von Blatt Nesslau mit Darstellung der wichtigsten tektonischen Elemente. Auffällige morphologische Merkmale sind die ausgeprägte Schichttruppenlandschaft mit NNW-wärtigem Schichtfallen in der mittelländischen Molasse und südwärts einfallenden Schichtflächen in der subalpinen Molasse, die deutlich hervortretende Struktur der «Toggenburger Flexur» sowie der sich markant abzeichnende Alpenrand im Südosten. Morphologisch unauffällig ist hingegen die «Randunterschiebung» als südliche Begrenzung der mittelländischen Molasse.

aussichtsreiche Molasseerhebungen im Gebiet von Blatt Nesslau sind (von NW nach SE):

- Nordöstlich von Wattwil: Köbelisberg (Pkt. 1146 m), nordwestlich von Schönanau: Hinter Hochhamm (Pkt. 1209 m)
- Südlich von Bendel: Käsern (Pkt. 1073,7 m)–Schlattegg (Pkt. 1086 m), Hochalp (Pkt. 1519 m) sowie das Gebiet Petersalp (Pkt. 1589 m)
- Nördlich von Ennetbühl zwischen Necker- und Luterental: Gössigenhöchi (Pkt. 1435 m), Hinterfallenchopf (Pkt. 1531 m), Pfingstboden (Pkt. 1461 m) sowie Spicher (Pkt. 1520 m)
- Südlich von Ebnat-Kappel: Tanzboden (Pkt. 1443 m) und Schorhüttenberg (Pkt. 1443 m) entlang dem NNW-SSE-verlaufenden Rücken vom Rickenpass zum Speer sowie Stockberg (Pkt. 1782 m) östlich von Nesslau.

Erforschungsgeschichte

Helvetikum

Das in der Südostecke des Atlasblattes Nesslau liegende westliche Alpsteingebirge ist Teil des Helvetikums und wurde von Albert Heim in seiner Monographie «Das Säntisgebirge» erstmals umfassend stratigraphisch und tektonisch beschrieben (ALB. HEIM 1905). Der westlichste Teil des Alpsteingebirges wurde durch Arnold Heim im Zeitraum 1903–1904 kartiert, wovon eine separate Karte existiert («Das Westende der Säntisgruppe 1: 25 000», ARN. HEIM 1905, Taf. VI).

Im Zeitraum 1961–1963, wurde das westliche Alpsteingebirge durch T. Kempf sehr detailliert aufgenommen (Manuskriptkarte 1:10 000, z.Hd. Geol. Landesaufnahme), die aus dieser Kartierung hervorgegangenen Forschungsergebnisse und eine Vielzahl von Profilschnitten wurden publiziert (KEMPF 1966; s.a. Taf. I, Profile 2 u. 3). Im Jahr 1982 erschien das östlich anschliessende Atlasblatt 78 Säntis des Geologischen Atlas der Schweiz 1: 25 000 (EUGSTER et al. 1982), später die dazugehörigen Erläuterungen (FUNK et al. 2000); kurz darauf folgte das südlich anschliessende Atlasblatt 106 Walensee (HERB & FRANKS-DOLLFUS 2003).

Seit 2003 unterhält das «Schweizerische Komitee für Stratigraphie» im Internet¹⁾ ein «Lithostratigraphisches Lexikon der Schweiz» mit der aktuell geltenden lithostratigraphischen Gliederung des Helvetikums.

Molasse

A. Ludwig beschrieb die Ostschweizer Molasse an deren Südrand in zahlreichen Arbeiten (u. a. LUDWIG 1925, 1926, 1930, 1932, LUDWIG et al. 1949). Der Gebirgsbau zwischen dem Südteil der aufgerichteten mittelländischen Molasse und der subalpinen Molasse, speziell die Verhältnisse im Bereich der «Antiklinalzone A₁» und der südlich folgenden «Gäbriszone» (inkl. Sommersberg), wurde von H. Renz tektonisch, faziell und stratigraphisch untersucht (RENZ 1937; s.a. Taf. I, Profile 1–3). Dabei dienten ihm die Arbeiten von A. Gutzwiller und insbesondere von A. Ludwig (in RENZ 1937) als wesentliche Grundlage. Unter anderem erkannte er eine Kernaufschubung in der Antiklinalzone A₁ («Zone der Teufelsmauern») und daran einen von Ost nach West zunehmenden Aufschubbetrag. In der Oberen Meeresmolasse der sankt-gallischen aufgerichteten mittelländischen Molasse fand H. Renz neben dem bisher bekannten «limnischen Zwischenkomplex» weitere Abschnitte in nichtmariner Fazies.

K. Habicht konzentrierte sich vor allem auf die subalpine Molasse der Ostschweiz (HABICHT 1937, 1938, 1943, 1945a, b). In seiner ausserordentlich detaillierten Arbeit untersuchte er die subalpine Molasse zwischen Sitter und Linthebene

¹⁾ <http://www.stratigraphie.ch> (Stand März 2011)

vor allem hinsichtlich der Tektonik und Lithostratigraphie (HABICHT 1945a). Er beschrieb in diesem Abschnitt einen deutlichen tektonischen Kontakt zwischen der aufgerichteten mittelländischen Molasse und der subalpinen Molasse («Randunterschiebung», HABICHT 1943, 1945a). Neben umfangreichen Feldbeobachtungen stützte sich K. Habicht auch auf neu interpretierte Befunde aus dem Ricken-tunnel (Rohbau: 1904–1908). Die subalpine Molasse besteht nach HABICHT (1945a) aus mehreren Schuppen, Teilschuppen, Synklinalen («Gäbriszone», «Giegenbach-Synklinale») und Antiklinalen (z. B. «Breitenau-Antiklinale»; s. a. Taf. I, Profil 1). K. Habicht zufolge wird das Ablagerungsgeschehen der Unteren Süsswassermolasse im Oligozän (Rupelien–Chattien) durch die Speer-Stockberg-Schüttung bestimmt, während es im Miozän (Aquitaniens) durch die nachfolgende Kronberg-Gäbris-Schüttung charakterisiert ist; am Südrand der «Kronbergzone» entwickelte sich im jüngsten Aquitanien zusätzlich eine Lokalschüttung mit Riesenkonglomeraten aus überwiegend Flyschsandsteingeröllen bis -blöcken (HABICHT 1945a).

Wenige Jahre später befasste sich U. Büchi mit der Lithofazies und Stratigraphie am Südrand der mittelländischen Molasse zwischen Bodensee und Toggenburg (BÜCHI 1950). Basierend auf der grundlegenden Arbeit von RENZ (1937) wird der Schichtstoss der Unteren Süsswassermolasse über die Obere Meeresmolasse bis in die Obere Süsswassermolasse anhand von lokalen und regionalen Leit-niveaus («Appenzellergranit», Muschelsandsteinhorizonte, Konglomeratbänke, Kohleflöze) gegliedert. Die marinen Sedimente der Oberen Meeresmolasse keilen am Südrand der mittelländischen Molasse – von Osten kommend – rund 6 km westlich der Sitter bei Herisau aus. Demnach sind im Gebiet von Atlasblatt Ness-lau die Ablagerungen zur Zeit der Oberen Meeresmolasse ausschliesslich in flu-vio-terrestrischer Fazies ausgebildet und werden überwiegend von Konglomeraten vertreten. Die seit dem jüngsten Aquitanien bzw. ältesten Burdigalien abgelagerten Konglomerate am Südrand der mittelländischen Molasse werden der Hörnli-Schüttung zugerechnet, welche die ältere Kronberg-Gäbris-Schüttung zeitlich ab-löst (BÜCHI 1950).

Im Rahmen einer Diplomarbeit kartierte GRÜNINGER (1972) den südwest-lichen Teil von Atlasblatt Nesslau im Massstab 1:10 000 und fertigte eine Manuskriptkarte an. Ausgehend von seiner Diplomarbeit (FREI 1976) untersuchte H.-P. Frei hauptsächlich die Schichtabfolge der Unteren Meeres- und Unteren Süsswassermolasse im Gebiet zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch mittels sedi-mentologischer, sedimentpetrographischer und biostratigraphischer Methoden (FREI 1979). Am Fuss des Stockbergs definierte FREI (1979) im Basisbereich der Unteren Meeresmolasse die 45–50 m mächtige grobklastische Serie der Rietbad-Schichten; es handelt sich hierbei um Sandsteine und Konglomerate (vgl. HA-BICHT 1987). FREI (1979) kommt zum Schluss, dass der aquitane «Granitische Sandstein» in der aufgerichteten mittelländischen Molasse zwei unterschiedlichen Schüttungen zugewiesen werden kann: im Westen der Höhrnen- und im Osten der Gäbris-Schüttung. Aussergewöhnlich ist der Fund fossiler Baumstrünke in

Lebensstellung in der Unteren Süßwassermolasse (Aquitanien), die während des Strassenbaus bei Neu St. Johann – Bendel freigelegt wurden (Koord. 731.975/234.200; FREY 1979).

Neben weiteren Diplomarbeiten (ISELI 1975, GRUBER 1990) ist die Dissertation vom KEMPF (1998) besonders erwähnenswert. In drei detailliert aufgenommenen sedimentologischen Profilen durch Necker-, Stein- und Thurtal hat O. Kempf im Gebiet von Atlasblatt Nesslau die Faziesentwicklung der Unteren Süßwassermolasse umfassend beschrieben und mit Hilfe von Magnetostratigraphie zeitlich hochauflösend datiert (KEMPF et al. 1999). In weiteren Fachpublikationen wurden unter Berücksichtigung tektonischer Profile (PFIFNER et al. 1997) das Ablagerungsgeschehen im östlichen Molassebecken und die räumlich-zeitliche Entwicklung einzelner Faziesbereiche sowie von Schüttungszentren von der Unteren Meeresmolasse bis zur Oberen Süßwassermolasse im Gebiet der Ostschweiz rekonstruiert und beschrieben (KEMPF et al. 1997, KEMPF & MATTER 1999, KUHLMANN & KEMPF 2002, KEMPF & PROSS 2005).

Quartär

Erste umfassende Arbeiten zum Quartär im Untersuchungsgebiet gehen auf FREY (1916) und TAPPOLET (1922) zurück. In beiden Arbeiten wurde die Verbreitung der Gletscherablagerungen und Moränenwälle sowie der bedeutendsten Erratiker auf Karten im Massstab 1:100 000 (FREY 1916) bzw. 1:50 000 (TAPPOLET 1922) dargestellt. Eine Zusammenfassung der letzteiszeitlichen Moränen gibt ferner HANTKE (1967). Eine weitere wichtige Arbeit zu den quartären Ablagerungen im Gebiet von Atlasblatt Nesslau stammt von KELLER (1974), worin auch frühere Arbeiten Berücksichtigung fanden. Die glazialmorphologische Entwicklung des Gebiets ist demnach stark durch die Letzte Eiszeit und die nachfolgenden Erosionsprozesse geprägt. Spuren maximaler letzteiszeitlicher Vereisung sieht KELLER (1974) im Gebiet von Atlasblatt Nesslau im Bereich der Molasse in der Gipfelregion der Hochalp (Koord. 737.350/237.630, 1530 m ü. M.), die als Nunatak aus dem Eis herausragte. Das ausgeprägte und nach Norden offene Lokalgletscherkar der Hochalp stammt hingegen aus der Letzten Eiszeit. Wichtige Untersuchungen zum Spätglazial umfassen v.a. das Säntisgebiet und das Luterental (KELLER 1988). Weitere Arbeiten (KELLER 2004, 2006) beschreiben hauptsächlich das Quartär und die Landschaftsgeschichte des Luterentals zwischen Nesslau und Schwägalp/Wissbachtal sowie der Umgebung von Urnäsch.

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

SÄNTIS-DECKE

Kreide

c_{1m} Palfris-Formation (Berriasien)

Die Abfolge des «Unteren Öhrlimergels» (ARN. HEIM 1907, KEMPF 1966) wird zur Palfris-Formation gezählt (BURGER & STRASSER 1981), da sie lithologisch kaum vom Mergel dieser Formation zu unterscheiden ist. Im östlich angrenzenden Gebiet (Blatt Säntis) werden diese Schichten nach SCHLATTER (1941) hingegen noch mit dem unteren Abschnitt der Öhrli-Formation zusammengefasst (Unterer Öhrlikalk, Oberer Öhrlimergel) und als «Öhrli-Mergel» bezeichnet (EUGSTER et al. 1982, FUNK et al. 2000; Fig. 2, 3). Es handelt sich um dunklen, siltig-sandigen Tonmergel mit einzelnen dazwischen geschalteten Mergelkalkbänken. Im Bereich des östlichen Kartengebietsrands, nördlich der Silberplatten, wird die Palfris-Formation von der Girenspez-Überschiebung abgeschnitten und ist in der Folge tektonisch stark gestört (Fig. 2; vgl. auch Fig. 14, Kapitel Tektonik). Weiter südwestlich, bei Hoffert, sind diese Gesteine unmittelbar über der Säntis-Überschiebung sowie unweit darüber im Kern einer erneut aufgeschobenen, engen Isoklinalfalte aufgeschlossen. Auch am Risipass finden sich die Gesteine der Palfris-Formation unmittelbar über einer Überschiebung.

c_{1o} Öhrli-Formation (Berriasien)

Die Öhrli-Formation ist im westlichen Säntisgebirge nur auf der Nordseite des Hauptkamms aufgeschlossen. Im Gräppelental ist sie – falls überhaupt – tektonisch stark reduziert vorhanden und meist mit quartären Ablagerungen bedeckt. Es werden drei informelle Abteilungen unterschieden: «Oberer Öhrlikalk», «Oberer Öhrlimergel», «Unterer Öhrlikalk». Die als «Unterer Öhrlimergel» bezeichnete Tonmergelabfolge im Liegenden des «Unteren Öhrlikalks» wird – wie bereits erwähnt – der Palfris-Formation zugeordnet (Fig. 2, 3; vgl. auch Fig. 14, Kapitel Tektonik).

Der «Obere Öhrlikalk» ist ein bis 100 m mächtiger, hell anwitternder Kalk mit vielfältigen Makrofossilresten: Korallen, grosse Gastropoden, Lamellibranchiaten; der obere Teil ist etwas besser gebankt als der untere. Vom makroskopisch sehr ähnlich aussehenden Schrattenkalk unterscheidet er sich durch das Fehlen von

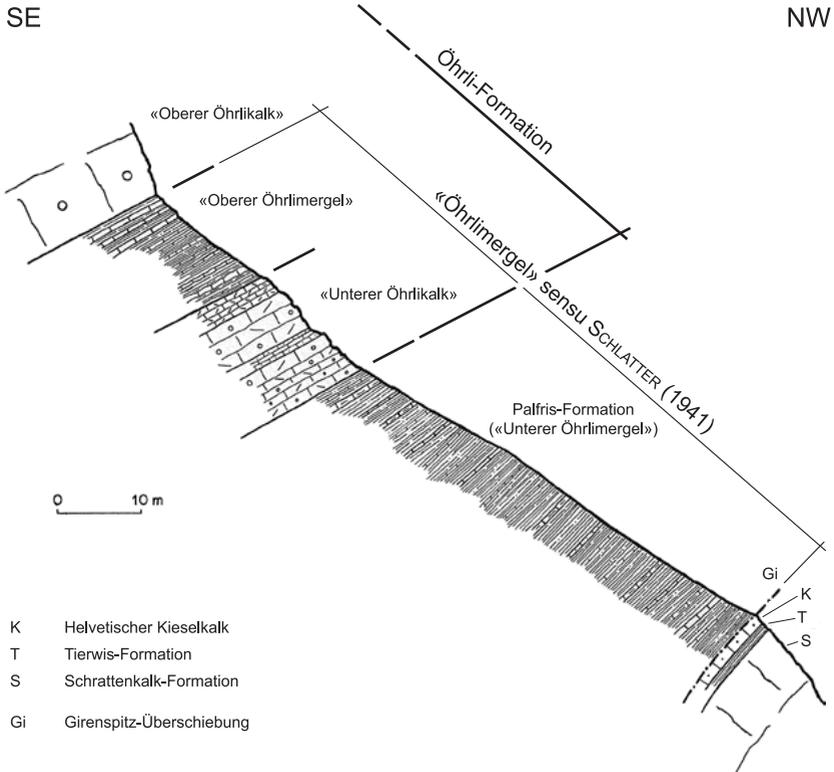


Fig. 2: Profil durch Palfris- und Öhrli-Formation am Weg zwischen Schwägalp und Tierwis (Koord. 742.825/234.950, 1880 m ü. M., knapp ausserhalb des Gebiets von Blatt Nesslau). Modifiziert nach KEMPF (1966, Fig. 2).

Rudisten, Orbitolinen und Milioliden. Sofern nicht tektonisch abgeschert, wird der «Obere Öhrlikalk» von einem ca. 30–40 m mächtigen, bio- und lithoklastenreichen Mergelhorizont, dem «Oberem Öhrlimergel», unterlagert.

Eine detaillierte Beschreibung des «Unteren Öhrlikalks» findet sich in KEMPF (1966). Auffallend sind seine deutlich braune Anwitterungsfarbe und sein Herausreten gegenüber den verwitterungsbedingt zurücktretenden Mergelabfolgen der Palfris-Formation im Liegenden und des «Oberem Öhrlimergel» im Hangenden. Wegen zunehmender Vermergelung und einer generellen Abnahme der Mächtigkeiten von «Unteren» und «Oberem Öhrlikalk» bildet die Öhrli-Formation gegen Westen deutlich weniger steile und stärker bewachsene Hänge.

c_{2m} Vitznau-Mergel (Valanginien)

Die ursprünglich von ARN. HEIM (1907) und später von KEMPF (1966) weiterhin als «Valanginien-Mergel» bezeichnete, gelblich anwitternde Mergelabfolge erhielt von BURGER & STRASSER (1981) den nomenklatorisch korrekteren Namen Vitznau-Mergel, benannt nach dem Typusprofil auf der Nordwestseite des Vitznauerstocks (Atlasblatt 116 Rigi).

Im Gebiet von Atlasblatt Nesslau erreicht die Formation im Norden eine maximale Mächtigkeit von ca. 40 m, keilt gegen Osten aus und wird im Bereich des östlichen Kartengebietsrands nicht mehr ausgeschieden. Gemäss FUNK et al. (2000) besteht der Vitznau-Mergel dort nur noch aus einem einige Zentimeter bis Dezimeter mächtigen sandigen Kalk. Weiter südlich ist er mit zunehmender Mächtigkeit im Kern der Stoss-Antiklinale an mehreren Stellen entlang der Faltenachse aufgeschlossen. Im unteren Teil des Vitznau-Mergels, der viele grosse Austern (Exogyren) führt, herrschen sandarmer, tonreicher Kalk und Siltstein (Mergel) vor. Gegen oben nimmt der Sandgehalt zu, während der Fossilgehalt abnimmt.

c_{2k} Betlis-Formation (Valanginien)

Auf dem Gebiet von Atlasblatt Nesslau sind von der Betlis-Formation nur zwei Formationsglieder ausgeschieden: feinkörniger Kalk (Betlis-Kalk) und das sandige «Pygurus»-Member. Die Bezeichnung Betlis-Kalk wurde erstmals von ARN. HEIM & BAUMBERGER (1933) eingeführt. KEMPF (1966) betrachtete ihn als Teil der «Valanginienkalke» und bezeichnete ihn daher als «Oberen Valanginien-Kalk» (Fig. 3). Von BURGER & STRASSER (1981) wird der Begriff Betlis-Kalk wieder als Membername benutzt, was nomenklatorisch jedoch nicht ganz korrekt ist, da ein Formationsname nicht ein weiteres Mal im Membernamen vorkommen sollte. Deshalb wird hier innerhalb der Betlis-Formation einzig das «Pygurus»-Member ausgeschieden.

Die Betlis-Formation erreicht im Norden eine Mächtigkeit von 60–70 m und im Süden bis 90 m. Im Nordabhang des westlichen Säntisgebirges ist sie praktisch durchgehend aufgeschlossen. Im Süden sind diese Gesteine wiederum im Kern bzw. in den Schenkeln der Stoss-Antiklinale sowie südlich der Gräppelen-Überschiebung im Nordschenkel der Mutschen-Synklinale (Mittelberg–Lauiberg-Chüebodenberg) zu beobachten (vgl. Taf. I, Profil 3).

Der Betlis-Kalk ist beige-gelblich-rötlich anwitternd (Fe-haltig), was ihn gegen das Liegende vom eher weisslich-grau anwitternden «Oberen Öhrlikalk» unterscheidet (vgl. auch Fig. 14, Kapitel Tektonik). Er ist feinkörnig-spätig und enthält fast keine Makrofossilien, sondern meist nur Peloide, Ooide und Bioklasten. Vereinzelt finden sich charakteristisch herauswitternde kieselige Lagen (Chert). Gegen oben wittern die Kalke eher gräulich und körnig an, und es finden sich vermehrt auch einzelne Makrofossilien (z.B. Brachiopoden), was eine Unterschei-

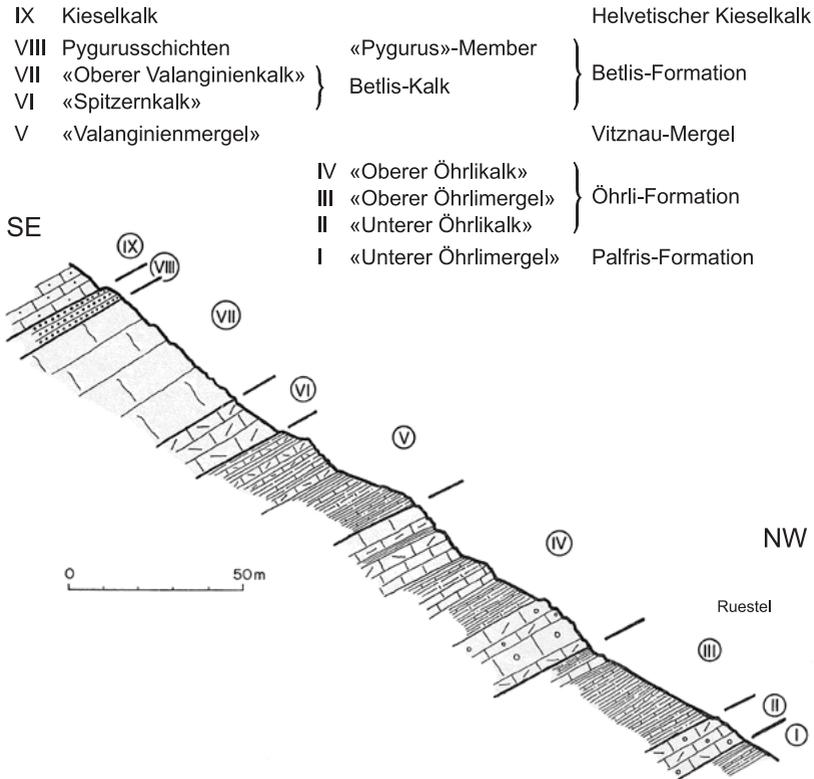


Fig. 3: Profilskizze der älteren Kreideformationen am Schindlenberg zwischen Risipass und Neuenalpspitz, ostnordöstlich von Stein. Modifiziert nach KEMPF (1966, Fig. 3).

derung vom «Oberen Öhrlikalk» stellenweise erschwert. Der Betlis-Kalk wurde auf einem seichten, komplex aufgebauten Schelf abgelagert (STRASSER 1979, BURGER & STRASSER 1981).

Im Dach der Formation geht der Betlis-Kalk kontinuierlich in einen gelblich-bräunlich anwitternden Sandkalk («Pygurus»-Member) über. Die bis 2 mm grossen detritischen Quarzkörner wittern deutlich heraus, so dass das Gestein eine auffallend raue Oberfläche erhält. Der Name des Members ist in ALB. HEIM (1905) nach dem Seeigel *Pygurus rostratus* AG. erstmals erwähnt. Die regelmässig auftretenden verkieselten Seeigel sind dank ihrer hellbeigen Anwitterungsfarbe und ihrer typischen flachkonischen Form im Anschnitt schon von weitem gut zu erken-



Fig. 4: Querschnitte von *Pygurus rostratus* AG. aus dem «Pygurus»-Member der Betlis-Formation. Rossegg, nordöstlich des Säntis (Atlasblatt 78 Säntis). Foto H. Aeschlimann, Trogen, 2007.

nen (Fig. 4). Trotz seiner mit ca. 5–10 m relativ geringen Mächtigkeit dient das «Pygurus»-Member bei der stratigraphischen Orientierung als äusserst hilfreicher Leithorizont, der im ganzen Alpsteingebiet vorkommt.

c₃ Helvetischer Kieselkalk (Hauterivien)

Helvetischer Kieselkalk ist ein von FUNK (1969) erstmals eingeführter, informeller Formationsname für den Kieselkalk des helvetischen Schelfs. Der Helvetische Kieselkalk stellt im Alpsteingebiet, bedingt durch seine dunkle Anwitterungsfarbe und die häufige Vegetationsbedeckung insbesondere mit weissen Flechten (*Stenhammerella turgida* ACH.) ein sehr auffallendes Schichtglied dar. Die Formation ist am Nordhang des westlichen Säntisgebirges, in beiden Schenkeln der Stoss-Antiklinale sowie entlang der Südflanke des Gräppelentals (Mutschen-Synklinale) praktisch durchgehend aufgeschlossen. Die Mächtigkeit zwischen dem «Pygurus»-Member der Betlis-Formation im Liegenden und dem Altmann-Member der Tierwis-Formation im Hangenden beträgt im ganzen Gebiet des Kartenblattes 70–80 m (vgl. auch Fig. 14, Kapitel Tektonik).

Der dunkelgraue, feinspätig-kieselige Kalkstein bildet eine mehrere Millimeter dicke bräunliche bis schwarzbraune, poröse, oft vollständig entkarbonatisierte

Verwitterungskruste, deren Farbe hauptsächlich von verwittertem Pyrit stammt. Der Biodetritus besteht zum grössten Teil aus Echinodermentrümmern und kalzitisierten Nadeln von Kieselschwämmen. In ihrem höheren mittleren Teil wird die Formation durch ein unterschiedlich mächtiges Band von sandigeren, glaukonitreichen und z.T. fossilführenden Kalken des Lidernen-Members unterbrochen; es ist im Gebiet des Atlasblattes Nesslau jedoch nicht ausgeschieden worden. Das rostbraun anwitternde Member weist im nördlichen Faziesbereich vermehrt Sedimentstrukturen wie Schrägschichtung auf, was auf höhere Strömungsenergie während der Ablagerung deutet. Im oberen Teil der Formation (in FUNK 1969 als «Oberer Kieselkalk» bezeichnet) treten diagenetisch entstandene, oft deutlich herauswitternde Kieselknollen auf. In der Zentralschweiz erreicht die Kieselkalk-Echinodermenbrekzie im Dach des Helvetischen Kieselkalks im Norden nur wenige Meter Mächtigkeit und verschwindet gegen Süden ganz.

Tierwis-Formation (Hauterivien – Barrémien)

Die ursprünglich als «Altmann-» und «Drusberg-Schichten» bezeichneten Schichtglieder (KEMPF 1966, FUNK 1969) bilden heute als Tierwis-Formation zusammen eine formelle Einheit (FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009), wobei die ehemaligen Altmann-Schichten an der Basis der Formation als Altmann-Member (c_{4A} , Paratypus-Profil bei Tierwis beschrieben in FUNK 1969) und die darüber folgenden Mergel und Mergelkalke der einstigen Drusberg-Schichten als Drusberg-Member (c_{4m} , BOLLINGER 1988) ausgeschieden werden. Die Mächtigkeit der Tierwis-Formation schwankt im Gebiet von Atlasblatt Nesslau zwischen 20 und 40 m und nimmt gegen Süden generell leicht ab. Südlich der Gräppelen-Überschiebung kann das Altmann-Member aufgrund dessen geringer Mächtigkeit nicht mehr durchgehend ausgeschieden werden.

c_{4A} Altmann-Member (Hauterivien – Barrémien)

Das Altmann-Member besteht aus gelblich-braun anwitterndem, lagenweise stark glaukonithaltigem (oft bis > 50%), sandigem, teilweise spikulitischem Kalk und Mergelkalk, welche verkieselte Makrofossilien enthalten können (Bivalven, Bryozoen, Brachiopoden, Belemniten, Nautiliden). Dazwischen finden sich z.T. auch mächtigere Mergelabschnitte. Der Übergang zum oberen Teil der Tierwis-Formation zeigt sich im abnehmenden Glaukonitgehalt und durch das vermehrte Auftreten von Mergelbändern.

c_{4m} Drusberg-Member (Barrémien)

Der obere Teil der Tierwis-Formation, das Drusberg-Member (ehemalige «Drusberg-Schichten», Barrémien), besteht aus einer Wechsellagerung von hellbräunlich anwitternden Mergeln und Mergelkalken, oft mit verwitterten Pyrit-

knollen; diese Abfolge bildet im gesamten Alpsteingebiet ein stark zurückwitterndes Band, welches z.T. tektonisch gestört ist. Der Übergang zur hangenden Schrat-tenkalk-Formation manifestiert sich in einer Zunahme der oft auch knollig ausgebildeten Kalkbänke, die zudem vermehrt Flachwasserfaunen, ähnlich jenen im Schrattekalk (Austern, Seeigel), enthalten. Das südliche Faziesgebiet ist etwas mergelreicher.

c₄₋₅ Schrattekalk-Formation (Barrémien – Aptien)

Der hellgrau anwitternde, oft steile Felswände und Gipfel (z.B. Silberplaten) bildende Schrattekalk erreicht im Norden eine Mächtigkeit von 150 m und im Süden von rund 200 m. Es handelt sich um einen bioklastischen bis oolithischen Flachwasserkalk mit auffallend vielfältiger Makrofauna (Bivalven, Gastropoden, Rudisten, vereinzelt Korallenstöcke); echte Riffbildungen hingegen fehlen. Bezüglich Mikrofauna sind bei den Foraminiferen vor allem die Milioliden zu erwähnen, da diese – wie auch die Rudisten – im ähnlich aussehenden Kalk der Öhrli-Formation nicht vorkommen.

Die Sedimente der Schrattekalk-Formation bildeten sich auf einer Karbonatplattform, welche von Norden her progradierte (LIENERT 1965, FUNK & BRIEGEL 1979).

c₄₀ Rawil-Member («Orbitolinen-Schichten», frühes Aptien)

Im Norden des westlichen Säntisgebirges lässt sich ein durch dünnbankigen Mergelkalk und zwischengeschaltete Mergelbänder charakterisierter Abschnitt abgrenzen, dessen Fauna Seeigel, Brachiopoden und Orbitolinen enthält. Es handelt sich hierbei um das Rawil-Member («Orbitolinen-Schichten»; SCHENK 1992, FÖLLMI et al. 2007, SKS 2009; vgl. auch Fig. 14, Kapitel Tektonik), das die Schrattekalk-Formation hier in einen «Unteren» (c₄) bzw. «Oberen Schrattekalk» (c₅) unterteilt.

c₆₋₈ Garschella-Formation (Aptien – Albien)

Die Garschella-Formation besteht aus dunklen, glaukonithaltigen Sandsteinen sowie Mergel- und Knollenkalken mit phosphorhaltigen Kondensationshorizonten (FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Die Einheit ist meist als dünnes, zurückwitterndes Vegetationsband zwischen den deutlich heller anwitternden Kalken der Schrattekalk- und Seewen-Formation erkennbar (Fig. 5). Die Mächtigkeit der Garschella-Formation beträgt im Norden nur ca. 3 m, gegen Süden steigt sie bis auf ca. 30 m an. Im Gebiet von Blatt Nesslau wird die Garschella-Formation meist ohne weitere Unterteilung ausgeschieden (c₆₋₈). Nur im Süden (Mittelberg – Lauiberg – Chüebodenberg) wurden das Brisi-Member («Brisi-Kalk», c₆) und das Selun-Member (Sandstein, Kalk und Mergelkalk; c_{6-8b}) separat auskartiert.



Fig. 5: Stark zurückwitternde Garschella-Formation (c_{6-8} , Bildmitte) zwischen dünn gebankten Kalken der Seewen-Formation (c_9 , links, Hangendes) und dem hellen massigen Kalk der Schratenkalk-Formation ($c_{4,5}$, rechts, Liegendes), südlich der Silberplatten. Foto R. Löpfe 2007.

c_6 **Brisi-Member** (spätes Aptien)

Das Brisi-Member beschränkt sich im Gebiet von Blatt Nesslau auf einen grobkörnigen spätigen Kalkstein, den «Brisi-Kalk», meist ein Echinodermensparit. Der Brisi-Sandstein, ein glaukonitischer Quarzsandstein, tritt erst weiter südlich im Gebiet von Blatt Walensee in Erscheinung.

c_{6-80} **Selun-Member** (Albien – frühes Cénomänen)

Charakteristisch für das Selun-Member im Alpsteingebiet sind glaukonit- und quarzhaltige Kalkknollen in einer quarz- und glaukonitreichen, dunkelgrünen Matrix («Aubrig-Schichten»). Gegen oben wird die kieselige Matrix gegenüber den zunehmend siltigen Knollen verwitterungsresistenter, so dass die Knollen als typische Vertiefungen im Gestein erscheinen. Weiter oben folgt nahe der Grenze zur Seewen-Formation ein bis 2 m mächtiger, fossilreicher (v. a. Turriliten und andere Ammoniten), Phosphorit und Stromatolithen führender Horizont (Kamm-Bank), der an der Typuslokalität südlich des Neuenalpspitzes (südlich des Blatt-rands am Neuenalpkamm gelegen, Koord. 737.150/229.900) schön aufgeschlossen

ist. Die zuerst stark sandig-glaukonitische biomikrospartitische Kamm-Bank geht unter Abnahme des Glaukonitgehalts und der Korngrösse sukzessive in mikritischen Kalk der Seewen-Formation über, was mit einer allmählichen Zunahme der Wassertiefe (pelagisches Milieu) erklärt werden kann.

Seewen-Formation (Cénomaniens – Santonien)

Die Seewen-Formation gliedert sich in mikritischen Kalk (**c₉**, «Seewerkalk», BOLLI 1945) und das Choltal-Member (**c₁₀**, «Choltal-Schichten», OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Die Seewen-Formation tritt als deutlich geschichtetes, oft verfaltetes Schichtpaket (Fig. 5) meist im Kern der Synklinalen (z.B. Blauschnee-Synklinale) sowie tektonisch gestört in Schuppen an der Basis der Säntis-Decke in Erscheinung. Aus tektonischen Gründen ist die Mächtigkeit schwierig abzuschätzen (ca. 150–180 m).

c₉ Mikritischer Kalk (Cénomaniens – Coniacien)

Die hellgrauen, gut gebankten, dichten Kalke sind mit grünlichen, welligen Tonhäuten durchzogen, was ihnen ein knollenkalkähnliches, oftmals sogar pseudokonglomeratisches Aussehen verleiht. Die mikritische Grundmasse enthält nur wenige Makrofossilien (Belemniten, Inoceramen), dagegen ist die Mikrofauna umso reichhaltiger. Besonders häufig sind Foraminiferen (v.a. Globotruncanen, Globigeriniden) sowie Calcisphäruhlen. Stellenweise besitzen eisen- und manganhaltige Bänke eine rötliche Farbe (z.B. bei Koord. 737.850/231.500).

c₁₀ Choltal-Member (Santonien)

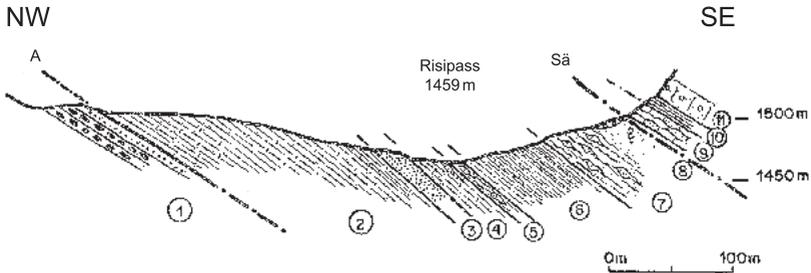
Gegen oben nehmen die hellgrünen, oft fleckigen, schiefrig-mergeligen Anteile überhand und bilden das Choltal-Member. Diese biomikritischen Kalkmergel wechseln sich mit «seewerkalkartigen» Kalkbänken ab und sind oft stark bioturbiert. Das Choltal-Member ist nur in der Mutschen-Synklinale im Gebiet von Chüeboden im äussersten Südosten des Kartenblatts aufgeschlossen.

SUBALPINE «RANDFLYSCH-ZONE»

Paläogen (Alttertiär)

Eozän

Das einzige beinahe durchgehende Profil durch die subalpine «Randflysch-Zone» zeigt sich am Risipass (Fig. 6). Den grössten Anteil daran besitzt der Stad-Mergel, in welchen Gesteinslinsen («Wildflysch») eingequetscht sind.



- A Basale Überschiebung der Alpen (Helvetische Decken)
 Sä Säntis-Überschiebung

- | | | |
|----|--|--------------------------|
| 1 | Subalpine Molasse mit Nagelfluh und Sandsteinlagen | } Mélange («Wildflysch») |
| 2 | Grauer kalkiger Stad-Mergel (Globigerinenmergel) | |
| 3 | Glaukonit führende, z.T. sehr grobkörnige Quarzitbank («Wildflysch») | |
| 4 | Stad-Mergel, am Passübergang ist eine kleine Grünsandlage eingeschaltet | |
| 5 | Eingeschuppte «Wildflysch»-Linse | |
| 6 | Grau-gelber feinsiltiger, z.T. fleckiger Stad-Mergel | |
| 7 | «Wildflysch» mit kristallinen Komponenten, Quarziten, Leimernkalken und Glimmer führendem Flysch-Sandstein | |
| 8 | Überschiebungszone; durch Moränenablagerungen verdeckter ? Stad-Mergel | |
| 9 | Tektonisierter Kalk der Seewen-Formation | |
| 10 | Bräunlich schwarzer, tektonisch gequetschter, schiefriger Mergel (? Vitznau-Mergel) | |
| 11 | Öhrl-Formation («Oberer Öhrlkalk») | |

Fig. 6: Profil durch die subalpine «Randflysch-Zone» am Rispass (Koord. 737.195/231.425, 1459 m ü.M.). Modifiziert nach KEMPF (1966, Fig. 11).

e₄ **Bürgen-Formation** (Lutétien)

Die einzigen Aufschlüsse eines wohl zum «Bürgen-Kalk» (informelles Member der Bürgen-Formation gemäss MENKVELD-GFELLER 1997) zählenden Nummulitenkalks befindet sich westlich der Alp Bächli auf der Säntisalp (Koord. ca. 740.4/233.8). Es handelt sich um einen schlecht gebankten, gelbbraunlich anwitternden, hellen mikritischen Kalk, welcher massenhaft Nummuliten enthält. Aufgrund der intensiven Moränenbedeckung in diesem Gebiet sind weder die Basis noch das Dach des Schichtglieds sichtbar.

e₄₋₆ **Stad-Mergel** (Globigerinenmergel; Lutétien - Priabonien)

Der nach der Typuslokalität Alpnachstad benannte Stad-Mergel besteht aus hellgrauen, gelblich anwitternden, glimmerreichen («schimmernden») siltigen Tonmergeln, die reich an Globigerinen sind (Globigerinenmergel, HERB 1962). Da sie ausschliesslich am Nordfuss des westlichen Säntisgebirges vorkommen, sind sie tektonisch stark zerschert. Sie sind meist von Moränen bedeckt, glazial auf-

gearbeitet oder verrutscht und zerfallen dadurch in dünne Plättchen und Spiesse. Mit Kalzit gefüllte Scherklüfte und Rutschharnische sind häufig zu beobachten. Durch Bioturbation erhält der Stad-Mergel stellenweise ein fleckiges Aussehen («Fleckenmergel»).

f_w Mélange («Wildflysch»)

Die Mélange («Wildflysch») setzt sich aus boudinierten «Fremdlingen» helvetischer oder penninischer Herkunft zusammen; darunter befinden sich Quarzite, Kalke, glimmerführende Flyschsandsteine sowie dunkle zerschernte Kalkschiefer. Als einmalige Erscheinung tritt am Risipass eine ca. 15 m mächtige Bank eines grobkörnigen, Glaukonit führenden Quarzsandsteins auf.

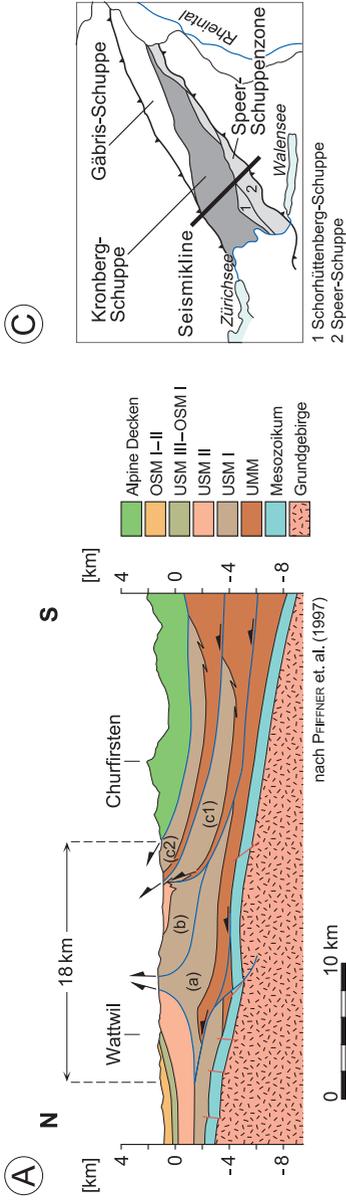
MOLASSE

Einleitung

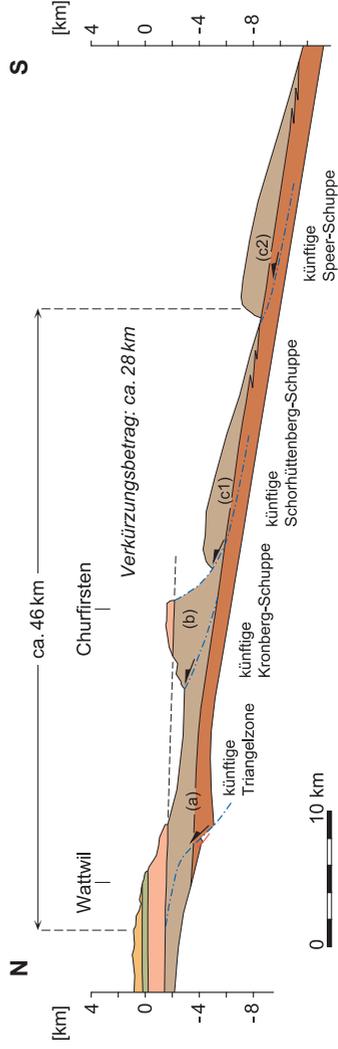
Die Gesteinsabfolgen der Molasse treten im Gebiet von Atlasblatt Nesslau in zwei unterschiedlichen tektonischen Einheiten zutage. Tektonische Schuppen der subalpinen Molasse nehmen fast das gesamte Gebiet ein, lediglich der Nordwesten liegt im Bereich der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Während die Schichten der subalpinen Molasse zumeist mittelsteil gegen Südsüdosten einfallen, neigen sich diejenigen der mittelländischen Molasse flach gegen Nordnordwesten. Die meist steilgestellten und tektonisch stark beanspruchten Schichten des nördlichsten Bereichs der subalpinen Molasse sind Teil einer Triangelzone («triangle zone») von STÄUBLE & PFIFFNER 1991).

Die Molasse im Gebiet von Blatt Nesslau umfasst Sedimente der *Unteren Meeresmolasse (UMM)* und der *Unteren Süswassermolasse (USM)* im Bereich der subalpinen Molasse sowie der *Unteren* und der *Oberen Süswassermolasse (USM und OSM)* in der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Marine Schichten der *Oberen Meeresmolasse (OMM)* fehlen, da im untersuchten Gebiet während dieser Zeit ausschliesslich terrestrische Sedimente gebildet wurden. Die Sedimente im Kartengebiet bestehen demnach überwiegend aus terrestrisch gebildeten klastischen Gesteinen von weitläufigen Schüttungssystemen, die – je nach Position bezüglich des Alpenrands – grobklastisch (nagelfluhdominiert, interner Schuttfächerbereich) oder feinklastisch (sand- und tonsteindominiert, distaler Schuttfächer bzw. Flussebene) zusammengesetzt sind.

Aus der geologisch interpretierten seismischen Geotraverse durch die Ostschweiz (E4 – E6, PFIFFNER et al. 1997) geht hervor, dass die subalpine Molasse aus mehreren übereinander gestapelten Molasseschuppen aufgebaut ist (Fig. 7). Die



(B)



S

Fig. 7: A: Profil durch den Alpenrand im Gebiet von Atlasblatt Nesslau. B: Palinspastische Rekonstruktion; die Verkürzung innerhalb der subalpinen Molasse beträgt mind. 28 km. C: Tektonische Übersichtskarte mit Profilsur. Leicht verändert nach KEMPF et al. (1999, Fig. 3).

Mächtigkeit des Schuppenstapels beträgt mehrere Kilometer. Die Abscherung der Molasseschuppen erfolgte über dem autochthonen Mesozoikum in den feinkörnigen Schichten der UMM (Grisigen-Mergel), allenfalls auch in der basal ebenfalls feinkörnigen USM («Molasse rouge» bzw. «Untere Bunte Molasse», HABICHT 1945a). Die südlich anschliessenden helvetischen Decken sind über mehrere zehn Kilometer auf die subalpinen Molasseschuppen gegen Norden überschoben worden. Eine palinspastische Rekonstruktion der Molasseschuppen ergibt für den Querschnitt im Gebiet von Blatt Nesslau einen tektonischen Verkürzungsbetrag von mindestens 28 km (KEMPF et al. 1999; Fig. 7). Entsprechend befanden sich die Austrittsstellen der alluvialen Schuttfächer zur Zeit der Ablagerung weiter im Süden (teilweise sogar südlich des heutigen Vorderrheintals) und bewegten sich im Lauf der Zeit mit der vorrückenden Alpenfront nach Norden (KEMPF et al. 1999, KUHLEMANN & KEMPF 2002; Fig. 8). Südlich von Wattwil wird die aufgerichtete mittelländische Molasse durch die «Randunterschiebung» (HABICHT 1945a) tektonisch von der südlich angrenzenden Triangelzone (vgl. Fig. 7) der subalpinen Molasse begrenzt.

Gemäss den magnetostratigraphischen Daten von KEMPF (1998) wurden die Schichten der subalpinen Molasse und der südlichen mittelländischen Molasse in der Ostschweiz während ca. 32–13 Ma abgelagert (Oligozän–Miozän; Fig. 8). Jüngere Sedimente sind nicht belegt, auch wenn in neuerer Zeit davon ausgegangen wird, dass die Molassesedimentation möglicherweise bis ca. 5 Ma andauerte und einer nachfolgenden Phase der Erosion (durch Beckeninversion) unterworfen war (z. B. CEDERBOM et al. 2004, SCHLUNEGGER et al. 2007). Die massgebenden Schüttungszentren sowie deren Schüttungsdauer²⁾ waren hier:

- die Speer-Stockberg-Schüttung, ca. 31,5–23 Ma (USM I)
- die Kronberg-Gäbris-Schüttung, ca. 23–20 Ma (USM II)
- die lokale Sommersberg-Schüttung, ca. 20–19 Ma (USM III)
- die Hörnli-Schüttung, ca. 20–13 Ma (USM III–OSM).

Diesen am Südrand des Molassebeckens gelegenen radialen Schüttungssystemen waren axiale Flussysteme vorgelagert, welche die zentraleren Beckenbereiche von West nach Ost durchströmten:

- die Rigi-Schüttung (USM)
- die Höhrönen-Schüttung (USM)
- die Napf-Schüttung (USM–OSM).

²⁾ Die Angaben zur Schüttungsdauer beziehen sich auf die stratigraphischen Daten in GRADSTEIN et al. (2004) und weichen daher teilweise von den Angaben in KEMPF et al. (1999) ab, die noch auf älteren, heute nicht mehr aktuellen stratigraphischen Altern beruhen.

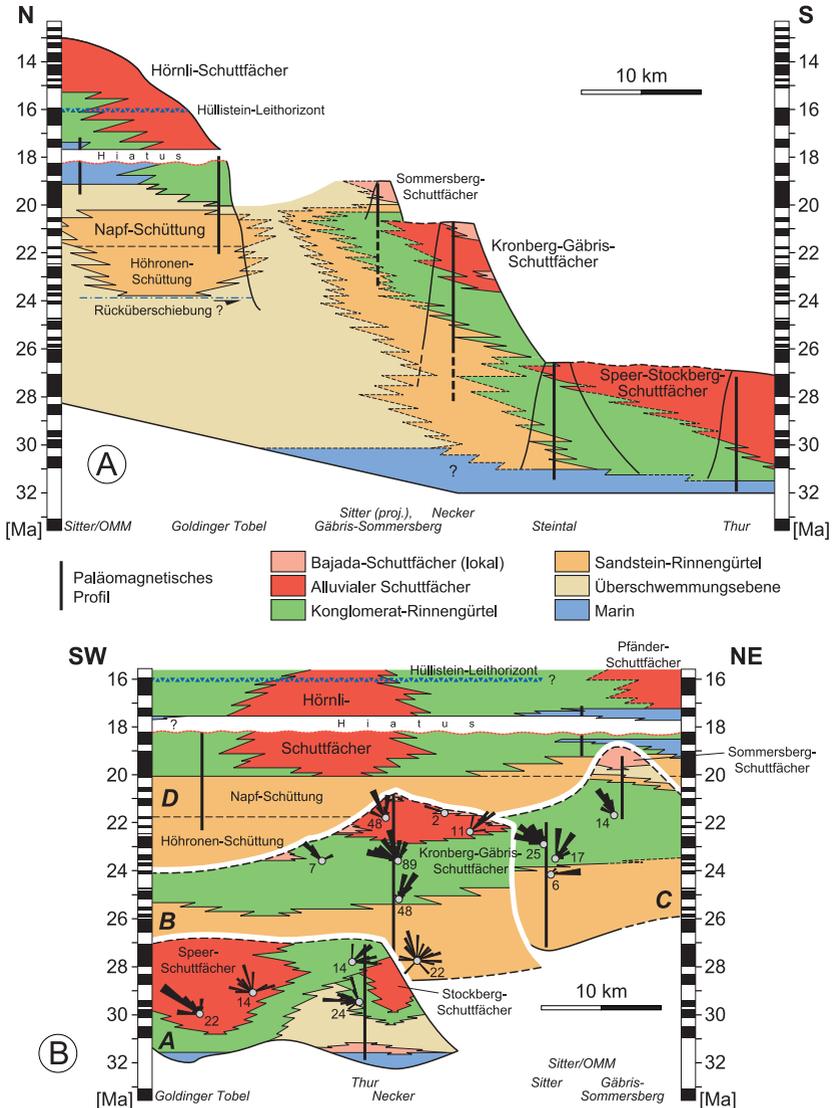


Fig. 8: Raum-Zeit-Diagramme durch die Molasse im Gebiet von Atlasblatt Nesslau. A: Faziesentwicklung (N-S) am Südrand des Molassebeckens. B: Faziesentwicklung (SW-NE) und Schüttungsrichtungen in den einzelnen Schuppen der subalpinen Molasse. Leicht verändert nach KEMPf et al. (1999, Fig. 10).

Eine Ausnahme bildet:

- die von Ost nach West entwässernde, am nördlichen Beckenrand (ausserhalb von Blatt Nesslau) gelegene Glimmersand-Schüttung (OSM).

Die älteren Molasseschichten der Speer-Stockberg-Schüttung wurden bereits kurz nach ihrer Ablagerung von der Gebirgsbildung erfasst, verschuppt und dabei z.T. auch resedimentiert (ca. 23–20 Ma; KEMPF et al. 1999). Während das Geröllspektrum der Speer-Stockberg-Schüttung ausschliesslich Gerölle aus ostalpinen Sedimentdecken aufweist, entstammen die Kristallingerölle der jüngeren Kronberg-Gäbris-Schüttung hauptsächlich ostalpinen Kristallindecken. Die lokale Sommersberg-Schüttung ist hingegen eine reine «Flyschsandstein-Schüttung» (HOFMANN 1957) und petrographisch vergleichbar zusammengesetzt wie die ebenfalls lokal auftretenden «Riesenkonglomerate» am Südrand der Kronbergsschuppe (HABICHT 1945a). KEMPF (1998) interpretiert diese «Riesenkonglomerate» als Bajada-Ablagerungen, die vom damaligen Alpenrand geschüttet wurden. Die Bildung der Triangelzone, die damit einhergehende Heraushebung des Südrands der mittelländischen Molasse und deren Rücküberschiebung wird in die Zeit um 18 Ma gestellt; um 15 Ma hatte sich der Südrand der mittelländischen Molasse bereits so weit gehoben, dass OMM-Schichten (bzw. deren terrestrische Äquivalente) exhumiert, abgetragen und im Hörnli-Schuttfächer resedimentiert wurden (KEMPF et al. 1999).

Subalpine Molasse (Paläogen – Neogen)

In der subalpinen Molasse sind die ältesten Molasseeinheiten aufgeschlossen, welche die Ablagerungen der UMM und der USM umfassen. Die Sedimente der UMM bestehen aus mächtigem, teils siltigem Mergel, teils mergeligem grauem Siltstein des Grisigen-Mergels gefolgt von einer teilweise schräggeschichteten Abfolge von fein- bis grobkörnigem Horw-Sandstein. Die Gesteine der USM zeichnen sich durch eine grössere lithologische Vielfalt aus: Neben grauem bis bunt geflecktem Mergel und Schlammstein finden sich verschiedene Sandstein- und Konglomerattypen, die nach ihrer petrographischen Zusammensetzung unterschiedlichen Schüttungen zugewiesen werden können. Weitere, nur lokal auftretende Gesteine bilden grobgeröllige, mit gelblichem sandigem Mergel assoziierte «Riesenkonglomerate»; untergeordnet treten Süsswasser- und Krustenkalke sowie dünne Kohlelagen auf.

Die subalpine Molasse ist durch intensiven Schuppenbau gekennzeichnet (s. Tektonische Übersicht 1: 200 000). Die ältesten Schichtfolgen (UMM und USM I) befinden sich in den südlichsten (höchsten) Schuppen, jüngere Schichtfolgen kennzeichnen die nördlicheren und tieferen Schuppen (USM I–USM II).

UNTERE MEERESMOLASSE (UMM)

Die UMM ist nur im Süden des Gebiets von Atlasblatt Nesslau an der Basis der Schorhüttenberg- und Speer-Stockberg-Schuppe aufgeschlossen. Die UMM ist im Feld aufgrund des unverwechselbaren Grisigen-Mergels und dem als Härtling im Gelände herauswitternden Horw-Sandstein gut kartierbar und gegen die USM einfach abgrenzbar. Grisigen-Mergel, Horw-Sandstein und basale USM sind im Tobel des Geissbachs über viele hundert Meter sehr gut aufgeschlossen (Fig. 9). Der Übergang UMM-USM stellt einen bedeutenden faziellen Wechsel (marin-terrestrisch) dar und verläuft von Süden (Speer-Stockberg-Schuppe, ca. 31,5 Ma) nach Norden (Schorhüttenberg-Schuppe, ca. 31 Ma) diachron (DIEM 1986, KEMPF et al. 1999, KEMPF & PROSS 2005). Die Basis der UMM ist tektonisch begrenzt. Der Abscherhorizont der südlichen subalpinen Molasseschuppen liegt innerhalb des Grisigen-Mergels.

o₂ Grisigen-Mergel und Horw-Sandstein (Oligozän: Rupélien)

Grisigen-Mergel

GRÜNINGER (1972) beschreibt die Lithologie des Grisigen-Mergels als eintönige Serie von graubraunem bis rauchgrauem tonigem Mergel, der meist eine rötlich-violette Verwitterungshaut aufweist. Stellenweise ist der Mergel etwas sandig und kohlig (Pflanzenhäcksel). Im oberen Teil findet man vielerorts in den Mergel eingestreut schlecht erhaltene bis 1 cm grosse Cardien und seltener bis 2 cm grosse Cyrenen. FREI (1976) ergänzt, dass es sich beim Grisigen-Mergel um siltigen Tonmergel bis Siltstein mit unregelmässig eingelagerten Hellglimmerplättchen handelt. Stellenweise treten schmitzen- und linsenförmige Einlagerungen von Kohle auf, horizontweise finden sich gut erhaltene Muscheln, Fischschuppen und -zähne. In den obersten 50–60 m schalten sich typischerweise harte, wenige Zentimeter mächtige Sandsteinlagen ein, die nach oben hin häufiger werden (heterolithische Fazies, FREI 1979) und an Flyschsandsteine erinnern. Sie werden als Turbidite oder, bei Bildung oberhalb der Sturmwellenbasis, als Tempestite interpretiert (DIEM 1986, SCHLUNEGGER et al. 2007). Intern sind diese Bänke oft schrägschichtig und zeigen an den Bankunterseiten Frass- und Kriechspuren bzw. Strömungsmarken (FREI 1976, 1979, DIEM 1986).

FREI (1979) sah in den ca. 45–50 m mächtigen Rietbad-Schichten am nördlichen Fuss des Stockbergs, die sich über ca. 2 km vom Bachtobel südlich von Rietbad bis Strick nach Westen erstrecken, die älteste Einheit der UMM (s. a. FREI 1976, HABICHT 1987). Diese unterste Einheit der UMM besteht aus brackischem, Muscheln führendem Sandstein (Rietbad-Sandstein) und Kristallin führenden, rinnenförmig eingeschnittenen Konglomeraten; nach oben leiten sie in den Grisigen-Mergel über. FREI (1979) interpretiert diese Ablagerungen als dem damaligen Stockberg-Schuttächer vorgelagerte progredierende Deltafrontsedimente. Unmittelbar neben bzw. über dem Quellfassungshäuschen der Schwefelquelle Rietbad steht im Bachtobel zuerst Kalksandstein, darüber tektonisch gestörter, steil gestellter Mergel an (Koord. ca. 736.2/233.7). Es

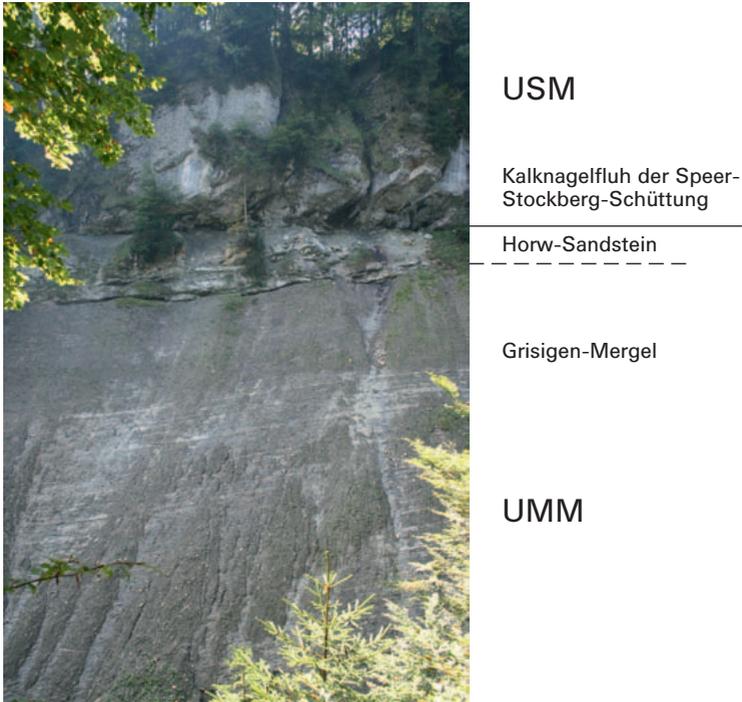


Fig. 9: Untere Meeresmolasse (UMM) mit Grisigen-Mergel und Horw-Sandstein sowie basaler Kalknagelfluh der Unteren Süßwassermolasse (USM). Südhang des Geissbachtobels (Koord. ca. 230.5/727.0 – 230.7/728.3). Foto R. Löpfle 2005.

handelt sich weder um Grisigen-Mergel noch um Mergel der «Molasse rouge» (HABICHT 1945a), sondern vermutlich um eingeschuppten grauen, z.T. auch etwas kohligen Mergel aus der USM der «Zone Kronberg-Süd». Erst oberhalb ca. 1000 m ü.M. folgt nach weiteren tektonischen Komplikationen typischer Grisigen-Mergel der UMM.

Im Wald westlich des Rietbadtobels konnten keine vergleichbaren tektonischen Verhältnisse beobachtet werden; es scheint über dem Rietbad-Sandstein nur Grisigen-Mergel zu lagern, wobei die Aufschlussverhältnisse hier nicht optimal sind. DIEM (1986) hat aufgrund derselben Beobachtungen im Rietbadtobel den Rietbad-Sandstein als tektonische Repetition des Horw-Sandsteins interpretiert, was bereits HABICHT (1945a) vermutet hatte. FREI (1979) stellte jedoch sedimentologische und sedimentpetrographische Unterschiede zwischen Rietbad- und Horw-Sandstein fest: So führt z.B. der Rietbad-Sandstein Diabasfragmente, die als umgelagerten Tavayannaz-Sandstein interpretiert werden. Im Rahmen der Feldaufnahme konnten keine eindeutigen Befunde für oder gegen die Charakterisierung der Rietbad-Schichten als älteste Einheit der UMM erbracht werden. Deshalb werden die Rietbad-Schichten (FREI 1979) im Gebiet von Atlasblatt Nesslau als Sandstein i. Allg. mit überlagernder, rinnenartig eingetiefter, *Kristallin führender Kalknagelfluh* dargestellt.

Der Grisigen-Mergel ist nach GRÜNINGER (1972) 400–500 m, nach HABICHT (1945a) 530–560 m mächtig. Gemäss HABICHT (1987) sind zu obiger Mächtigkeitsangabe noch die «Unteren Sandsteine» (HABICHT 1945a) mit ca. 100 m hinzuzurechnen, worin auch die 45–50 m mächtigen Rietbad-Schichten (Rietbad-Mergel und -Sandstein; FREI 1979) enthalten sind. Es ist möglich, dass die grosse Mächtigkeit des Grisigen-Mergels nur eine scheinbare ist und durch tektonische Repetitionen verursacht wurde. Der Sockel des Stockbergs besteht im Gebiet des Friessen- und unteren Järflenwalds sowie der Rutschungszone Zilmüslen überwiegend aus Grisigen-Mergel, der hier oft nur untief ansteht. Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht und beschränken sich auf lückenhafte Aufschlusszonen entlang den Einschnitten von kleinen Bächen. Im Feld erkennt man in Kleinaufschlüssen den Grisigen-Mergel u. a. auch an sekundär durch tektonische Prozesse gebildete, platten- oder leistenförmige, mm – cm dicke, weiss-hellgraue Kalzit-Adern mit z.T. grauen Tonhautüberzügen und ausgeprägten Rutschharnischen. Tektonische Kleinfaltungen weisen zudem auf Bewegungsbahnen innerhalb des Grisigen-Mergels hin.

Horw-Sandstein

Horw-Sandstein kann lithologisch als gut sortierter, fein- bis mittelkörniger, parallel oder subhorizontal laminiertes Kalksandstein charakterisiert werden (FREI 1979). Quarz bildet das Korngerüst, sein Anteil kann bis zu 60–70% betragen, bleibt meist jedoch unter 50% (HABICHT 1945a). In den Kornzwischenräumen liegen gut gerundete Kalkarenit-Komponenten, akzessorisch findet sich Hornstein (Chert), Glaukonit und Hellglimmer, selten Feldspat. Die Matrix besteht vorwiegend aus sparitischem Zement. Der Karbonatgehalt weist meist mehr als 50% auf, wobei Dolomit bis 15% ausmacht (FREI 1979). Neben massigem, bis Meter mächtigem Kalksandstein tritt auch ausgesprochen plattiger, meist Dezimeter mächtiger Kalksandstein auf, der auf Schichtflächen reichlich Glimmer und inkohlte Pflanzenhäcksel führt. Innerhalb dieser plattigen Fazies lassen sich häufig asymmetrische Strömungs- und symmetrische Wellenrippeln finden.

Der Horw-Sandstein ist ca. 8–30 m mächtig und tritt wandbildend in Erscheinung. In der Speer-Stockberg-Schuppe beträgt die Mächtigkeit des Horw-Sandsteins ca. 30 m, in der Schorhüttenberg-Schuppe zwischen 8 und 15 m (GRÜNINGER 1972). Der Horw-Sandstein kann lateral und vertikal rasch vermergeln (FREI 1979). Er entwickelt sich kontinuierlich aus dem oberen Grisigen-Mergel, wo diese ausgeprägt heterolithisch ausgebildet sind. Eine scharfe Abgrenzung gegen den Grisigen-Mergel ist dadurch kaum möglich und wird durch schlechte Aufschlussverhältnisse zusätzlich erschwert. Im Thurtal bei Dicken ist der Horw-Sandstein im Dach der UMM lokal sehr mächtig ausgebildet. Sandsteine innerhalb des Grisigen-Mergels, die dem Horw-Sandstein ähneln oder in Gebieten mit komplexer Tektonik auftreten (z.B. Westseite Ijental bei ca. 830–920 m ü.M.), wurden als Sandstein i.Allg. ausgeschieden; es könnte sich zumindest teilweise aber durchaus auch um Horw-Sandstein handeln.

Der Horw-Sandstein ist bei Dicken östlich der Thur gut zugänglich aufgeschlossen. Hier und im Friessenwald am Fuss des Stockbergs treten im Horw-Sandstein und z.T. auch im obersten Grisigen-Mergel 10–20 cm mächtige Muschelschillbänke auf (FREI 1976, 1979).

DIEM (1986) und SCHLUNEGGER et al. (2007) interpretieren die UMM-Abfolge der Ostschweiz als feinklastische Ablagerungen eines progradierenden Schelfs (Grisigen-Mergel), die nach oben in eine sandige Abfolge einer wellendominierten regressiven Küstenfazies übergehen (Horw-Sandstein). Aufgrund von Ostrakoden, Nannofossilien und Makrofossilresten leitet FREI (1979) für die Ablagerungen der UMM brackische bis brachyhaline Verhältnisse ab. Weiterführende Angaben und überregionale Zusammenhänge zur UMM finden sich in FREI (1979), DIEM (1986) sowie KEMPF & PROSS (2005).

UNTERE SÜSSWASSERMOLASSE (USM)

HABICHT (1945a) gliederte die USM in der subalpinen Molasse der Ostschweiz von alt nach jung in folgende Einheiten: «Speerschichten» bzw. «Untere Bunte Molasse», «Ebnater-», «Wintersberg-», «Krummenauer-», «Hochalp-», «Ennetbühler-», «Hochfläschli-» und «Pfungstbodenschichten» (vgl. HABICHT 1987). Da es sich hier jedoch um informelle Einheiten handelt, werden die Molasseabfolgen stattdessen aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung charakterisiert und auf Basis magnetostratigraphischer Daten zeitlich zugeordnet. So konnte KEMPF (1998) mit Hilfe paläomagnetischer Methoden im USM-Profil des Neckertals die Grenze Oligozän/Miozän (Chattien/Aquitaniens) festlegen, mit der – zufällig – auch ein Wechsel der Petrographie einhergeht: Die Speer-Stockberg-Schüttung (USM I, Rupélien–Chattien) endet mit dem ausgehenden Oligozän, die Kronberg-Gäbris-Schüttung (USM II, Aquitanien) beginnt im Miozän. Die Grenze – sie befindet sich im Neckertal zwischen Tolen- und Hauptmannsnecker innerhalb der «Krummenauerschichten» HABICHTS (1945a) – liegt bei den magnetischen Chronen C6Cn2r–C6Cn2n und entspricht einem Alter von 23,03 Ma (GRADSTEIN et al. 2004; siehe hierzu auch Fussnote S. 27).

Die Grenze Chattien/Aquitaniens wurde für das Gebiet von Atlasblatt Nesslau übernommen und, ausgehend vom Neckertal, entlang den Nagelfluhruppen nach Osten und Westen extrapoliert. Dadurch ergeben sich gegenüber der Grenzziehung von HABICHT (1945a) und GRÜNINGER (1972) gewisse Abweichungen: Die magnetostratigraphisch bestimmte Grenze liegt im Neckertal gegenüber derjenigen von HABICHT (1945a) rund 300 m weiter südlich. Es sei hier jedoch darauf hingewiesen, dass eine Zeitmarke nur näherungsweise extrapoliert werden kann, da es sich bei Nagelfluhruppen nicht um isochrone Gesteinskörper handelt. Entsprechend wird die zeitliche Abweichung des Grenzverlaufs von der im Neckerprofil festgelegten Zeitmarke mit zunehmendem Abstand potenziell immer grösser. Die

laterale Extrapolation der Nagelfluhrippen erfolgte auf der Basis des hochauflösenden digitalen Terrainmodells (DTM-AV, 1,25-m-Grid).

**o₃ USM I: Konglomerat, Sand- und Schlammstein, Mergel
der Speer-Stockberg-Schüttung (Oligozän: Rupélien – Chattien)**

Der Übergang von der liegenden UMM in die basale USM I ist in der Speer-Stockberg- und Schorhüttenberg-Schuppe meist gut aufgeschlossen (Fig. 9), während er in den weiter nördlich gelegenen Molasseschuppen fehlt.

Die Gesteinsabfolge der USM I setzt sich aus wechselnden Anteilen von Mergel, Sand- und Schlammstein sowie Konglomerat zusammen. Während in der Kronberg-Schuppe der tiefere Teil der Abfolge aus Mergel, Schlamm- und Sandstein aufgebaut ist, treten im höheren Teil vermehrt Konglomeratbänke hinzu. Dagegen verzahnen sich die dominierenden mächtigen Nagelfluhbänke im Speergebiet auf der westlichen Thurseite und im Gipfelbereich des Stockbergs östlich der Thur mit überwiegend buntem Mergel der «Molasse rouge» («Untere Bunte Molasse», HABICHT 1945a, 1987) am Fuss des Stockbergs und entlang der Thur. Weiter östlich, im Bereich der Chräzerli-Schuppe, wechseln Sandstein, Konglomerat und Mergel einander ohne lithologische Dominanz ab.

Bei den Konglomeratbänken handelt es sich um reine Kalknagelfluh mit Geröllgrößen von bis über 30 cm sowie – auf den USM-Basisbereich am Stockberg beschränkt – um Kristallin führende Kalknagelfluh, deren rinnenförmige Bänke lateral rasch auskeilen (HABICHT 1945a). In diesem Basisbereich wurde die nagelfluharne «Molasse rouge» auf der Karte als mergelreicher Abschnitt speziell ausgewiesen. Die USM I erreicht hier, zwischen Horw-Sandstein und Randüberschiebung der Alpen am Risipass, eine Mächtigkeit von über 1000 m (vgl. Taf. I, Profil 2), wobei rund die Hälfte auf die mergeldominierte Fazies der «Molasse rouge» entfällt. Im Bereich der Schorhüttenberg-Schuppe ist im Gebiet von Wolzen ist eine mindestens ca. 800 m mächtige nagelfluhreiche USM-I-Abfolge ausgewiesen (Taf. I, Profil 1); die mergelige Fazies der «Molasse rouge» ist hier nicht ausgebildet. Die Kronberg-Schuppe umfasst ca. 2500 m Sedimente der USM I, wovon im Bereich des Neckertals mehr als 2000 m ungestört vorliegen (KEMPF 1998; Taf. I, Profile 1–3).

Die Gesteine der USM I entstammen der Speer-Stockberg-Schüttung, die, basierend auf magnetostratigraphischen Untersuchungen (KEMPF 1998), im Zeitraum ca. 31,5–23 Ma (Rupélien – Chattien) abgelagert wurden.

Kalknagelfluh

Während die Konglomerate der USM in den südlichsten Schuppen recht unvermittelt über der UMM oder der «Molasse rouge» einsetzen, entwickeln sie sich in der Kronberg-Schuppe allmählich aus dem Ebnat-Sandstein, indem vermehrt kalkige Gerölle aufgenommen werden («Wintersbergschichten», HABICHT 1945a; Speer-Nagelfluh, HABICHT 1987).

Die zentralen Schuttfächergebiete, z.B. am Stockberg, sind aus übereinander gestapelten Kalknagelfluhbänken aufgebaut (vgl. Fig. 10b). Die Kalknagelfluh wittert charakteristischerweise bräunlich-beige an und ist im Gegensatz zur typischen bunten Nagelfluh (Kristallingeröllanteil > 10%) der USM II selten rötlich verfärbt. Mächtigere Kalknagelfluhbänke zeichnen sich im Gelände als markante Rippen ab und können in der Regel über mehrere 100 m bis max. ca. 2 km verfolgt werden. HABICHT (1945a) zufolge sind die Nagelfluhbänke praktisch frei von Kristallingeröllen und 2–20 m mächtig. Die maximale Geröllgrösse liegt bei über 30 cm. Die Zusammensetzung der Gerölle weist stärkere Schwankungen auf und besteht – in abnehmender Reihenfolge – aus Flyschsandstein, Hornsteinkalk, Triasdolomit, Fleckenmergelkalk, dunklem Kieselkalk, grauen und dunklen feinkörnigen Kalcken; typisch ist ferner «Tithonkalk» der Klippen-Decke (HABICHT 1945a).

Im Neckertal enthält die Kalknagelfluh bereits in den jüngsten Schichten des Chattiens Kristallingerölle mit einem Anteil von «5% («Krummenauerschichten», HABICHT 1945a, 1987). Sie geht allmählich in die bunte Nagelfluh der USM II über. Der Kristallingeröllanteil ist aufschlussweise starken Schwankungen unterworfen: Oft finden sich nur vereinzelte Kristallingerölle; daneben treten aber auch nesterartig kristallingeröllreiche Zonen auf. Die Kristallin führende bzw. bunte Nagelfluh wird der Kronberg-Gäbris-Schüttung zugewiesen, deren Geröllzusammensetzung in HABICHT (1945a, 1987) und KEMPF (1998) detailliert beschrieben ist.

Südlich von Bendel ist bei Guggenloch entlang der Strasse typische grobkörnige Kalknagelfluh der Speer-Stockberg-Schüttung aufgeschlossen. Gegen Süden, zum Lütisbacheinschnitt, erfolgt eine rasche Abnahme der Korngrösse bis zur Ausbildung von Ebnat-Sandstein, der mit Mergel wechsellagert. Dies wird als Hinweis auf eine Intensitätsabnahme der Schüttung gedeutet. Die südlich folgende, wenig Kristallin führende Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung ist auffallend feinkörnig. Weiter südlich folgt dann rasch typische Kristallin führende bis bunte Nagelfluh der USM II.

Mergel («Molasse rouge»)

HABICHT (1945a) charakterisiert die «Molasse rouge» als eine Abfolge von grosser Eintönigkeit. Violettroter oder violettrot-grünlich gefleckter, feinkörniger, fast dichter Mergel macht über 90% der Gesteinsabfolge aus (vgl. Fig. 10c). Meist enthält er 20 cm bis über 1 m dicke, härtere, knollig-flaserig zerfallende, mit Kalkkonkretionen gespickte, kalkig-glimmrige Mergelsandsteinbänkchen. Typischerweise führt der Mergel knollige Kalkkonkretionen (Caliche) bis 5 cm Durchmesser (FREI 1976).

Kristallin führende Kalknagelfluh

Am Nordfuss des Stockbergs sind in den untersten 50–100 m der «Molasse rouge» und z.T. bereits im Horw-Sandstein Konglomeratbänke in lateral eng begrenzten, ca. 2–7 m mächtigen Rinnen eingelagert (HABICHT 1945a, FREI 1976). Diese Nagelfluhbänke sind, wie oben erwähnt, auf den Bereich des Stockbergs beschränkt. Es handelt sich um eine Kristallin führende Kalknagelfluh mit lokal bis ca. 20% Kristallinanteil (überwiegend Quarz, Gneis und Gneisquarzit). Bei den

Sedimentgeröllen ist vereinzelt Lithothamnien- und Nummulitenkalk charakteristisch (HABICHT 1945a). Nach FREI (1976) machen Quarzgerölle mit einem Durchmesser von max. 6 cm bis zu 15% des Geröllbestands aus.

Kalksandstein (Ebnat-Sandstein)

Im Bereich der Kronberg-Schuppe zeigt sich die USM I nur in den obersten ca. 600–700 m konglomeratisch. Im Liegenden wechseln sich Kalksandstein (Ebnat-Sandstein der Speer-Stockberg-Schüttung) und Mergel ab, im Übergangsbereich zum Konglomerat tritt häufig Geröll führender Sandstein auf. Der Ebnat-Sandstein (Synonym im Osten: «Appenzeller Sandstein», HABICHT 1987) ist ein äusserst zäher Kalksandstein und wurde im Raum Ebnat-Kappel in mehreren kleinen Steinbrüchen (u. a. für den Ausbau des Rickentunnels) abgebaut.

HABICHT (1945a) beschreibt diesen zumeist mittelkörnigen Sandstein als fest verkittet, ausgeprägt bankig und klüftig, hart, im frischen Bruch grau bis bläulich-grau und im angewitterten Zustand fast immer mit einer bis mehrere Dezimeter breiten gelben oder gelbbraunen Verwitterungsrinde. Untergeordnet treten auch feinkörnige oder gröbere Sandsteinbänke mit Geröllschnüren auf. Häufig enthält der Ebnat-Sandstein mehr oder weniger deutliche hellrote Feldspäte, ohne jedoch dem porösen, chlorit-serizitreichen «Granitischen Sandstein» (s.u.) zu ähneln. Die Sandsteinbänke, die sich oft über weite Strecken verfolgen lassen, sind in der Regel 2–8 m, selten über 10 m mächtig, meist durch dünne Mergellagen unterteilt und vielfach kreuzgeschichtet (Fig. 10a). Die detritischen Körner des Ebnat-Sandsteins setzen sich nach HABICHT (1945a) aus Quarz (14–29%), Hornstein (5–26%), Kalk (6–37%) und Dolomit bzw. dolomitischem Kalk (19–55%) zusammen. Der Ebnat-Sandstein führt oft kohlige Pflanzenreste und wird als Rinnengürtelablagerungen der distalen Speer-Stockberg-Schüttung interpretiert. Für die sedimentologische Beschreibung sei auf KEMPF (1998) verwiesen.

Gemäss KEMPF (1998) liegt in der Kronberg-Schuppe im Profil entlang dem Necker ab der Störungszone A₂ (Koord. 732.150/239.140) gegen Süden eine weitgehend ungestörte, über 4 km mächtige USM-Abfolge durch das Rupélie, Chattien und Aquitanien vor. Den magnetostratigraphischen Daten zufolge könnten die tiefsten Schichten des Neckerprofils ein Alter um 30 Ma aufweisen. Demnach würden sie das zeitliche Äquivalent der «Molasse rouge» bzw. älteren «Speerschichten» repräsentieren. Da sie im untersten Bereich jedoch tektonisch gestört sind, ist es wahrscheinlich, dass die Schichten teilweise repetiert und somit etwas jünger (ca. 29 Ma, vgl. KEMPF 1998) sind.

Der Ebnat-Sandstein führt im basalen Bereich bereits vereinzelt Gerölle bzw. Geröllschnüre (HABICHT 1945a). Bei Wald (ca. 1,5 km südwestlich von Hemberg) ist sogar eine Kalknagelfluhbank ausgebildet (Koord. 730.750/238.450).

«Granitischer Sandstein»

HABICHT (1945a) weist bereits auf einzelne Bänke von «Granitischem Sandstein» hin, dessen Anteil in der USM I auf unter 5% geschätzt werden kann. Im Neckerprofil finden sich Bänke von «Granitischem Sandstein» gehäuft südlich von

Mistelegg bis Hanskuen, wo ca. 50 m nördlich der ersten Kalknagelfluhbank der südlichste «Granitische Sandstein» ansteht. Dies entspricht gemäss der Magnetostratigraphie von KEMPF (1998) einem Zeitabschnitt von ca. 27–25 Ma. «Granitischer Sandstein» der USM I ist im Vergleich zum Ebnat-Sandstein ausgesprochen weich und knauerig. Er ist quarzreich, Feldspat und Glimmer führend, schlecht zementiert und dadurch porös, hellgrau und im trockenen Zustand weisslich-grau gefärbt. Sein Erscheinungsbild im Feld erinnert an den Glimmersandstein der OSM, seine Herkunft wird der Höhronen-Schüttung zugeordnet (HABICHT 1987), könnte aber auch der Rigi-Schüttung entstammen (s. u., OCHSNER 1975). Er tritt morphologisch nicht als Härtling in Erscheinung und ist eher in Bacheinschnitten und auch dort z.T. nur schlecht aufgeschlossen. Möglicherweise wird so sein Anteil im stratigraphischen Profil etwas unterschätzt.

Das östlichste Vorkommen von «Granitischem Sandstein» im Gebiet von Blatt Nesslau ist im Eugsttal (Wissbach) am Fuss des Kronbergs südlich Lauftegg aufgeschlossen (HABICHT 1945a). Im Westen ist «Granitischer Sandstein» häufig bei Ebnat-Kappel aufgeschlossen. Südlich der «Breitenau-Antiklinale» liegt im unteren Bächenwald bei Koord. 725.020/232.580 das westlichste Vorkommen von «Granitischem Sandstein». Im Gebiet von Blatt Linthebene beschreibt OCHSNER (1975) südwestlich von Siebnen im Liegenden der Pfifegg und des Stockbergs in der chattischen USM häufig auftretenden «Granitischen Sandstein», den er der Rigi-Schüttung zuweist. HABICHT (1987) beschreibt «Granitischen Sandstein» in der chattischen USM ebenfalls als östlichste Ausläufer der Bunten Rigi-Nagelfluh des Rigi-Schuttflüchens.

Krustenkalk, Kohle

Vorkommen von Krustenkalk («Wetterkalk») sind im Steintal bei Hoor (bei Koord. 727.925/231.175) und auf der rechten Thurseite gegenüber von Brandholz (Koord. 729.150/235.250) zu finden.

Eine Kohlelage befindet sich auf der rechten Thurseite gegenüber von Hogen nordwestlich von Treppe (Koord. 730.245/234.900).

Die USM I am Nordrand der subalpinen Molasse

Am Nordrand der subalpinen Molasse wird die USM I durch die Randunterschiebung (HABICHT 1945a) tektonisch begrenzt. Zwischen Urnäsch und südlich von Hemberg zieht südlich der Randunterschiebung eine im Kern gestörte Synklinale aus USM II in das Kartengebiet, die dem Westende der Gäbris-Schuppe entspricht. Südwestlich von Hemberg keilen diese Schichten infolge eines Ansteigens der Synklinalachse und tektonischer Verschneidungen aus.

Im nördlichsten Teil der subalpinen Molasse sind die Schichten nördlich der Störungszone A₂ (= Kronberg-Überschiebung) und westlich der USM II am Hochhamm entlang einem Streifen vom Gerenbach über Gielen im Westen bis Salomonstempel-Hemberg im Osten steil gestellt (vgl. Taf. I, Profil 1). Im Bereich der Randunterschiebung sind die Schichten intensiv tektonisch deformiert (verschuppt und gefaltet) und kaum zu entschlüsseln; oft wechseln Ebnat-Sandstein und «Granitischer Sandstein» einander ab. Diese Schichten wurden der USM I der subalpinen Molasse zugewiesen.

Westnordwestlich von Salomonstempel ist auf 1100 m ü.M. eine Kalknagelfluhbank der Speer-Stockberg-Schüttung aufgeschlossen. Aufgrund der Schichtstellung stammt diese aus dem Bereich südlich der Synklinalmulde des Hochhamms. Der Nagelfluhaufschluss befindet sich nur ca. 200 m südlich der Randunterschöbung (Koord. 729.350/238.210).

In einem Bachbett südwestlich von Gielen (Koord. ca. 728.350/237.750) lagern nahe der A₂-Störung von West nach Ost eine praktisch vertikal stehende Kalknagelfluhbank der Speer-Stockberg-Schüttung, gefolgt von teils Kristallingeröll führendem «Granitischem Sandstein». Es handelt sich dabei möglicherweise um eine lokale tektonische Einschuppung der USM II. Unmittelbar am Kontakt zur Randunterschöbung im Neckertal bei Hemberg und Gerenbach ist nicht selten «Granitischer Sandstein» aufgeschlossen, der aufgrund seiner tektonischen Stellung zur USM I der subalpinen Molasse gestellt wird. Es könnte sich dabei aber ebenfalls um tektonische Einschuppungen aus der USM II (der mittelländischen Molasse?) im Liegenden der Randunterschöbung handeln.

m_{1K} USM II: Konglomerat, Sand- und Schlammstein, Mergel der Kronberg-Gäbris-Schüttung (Miozän: Aquitanien)

Aquitane Schichtfolgen (USM II, KEMPF 1998) treten in der subalpinen Molasse in zwei Zonen auf. Im zentralen Bereich des Gebiets von Blatt Nesslau liegt die Kronberg-Schuppe («Kronbergzone s.str.», HABICHT 1945a), in der die massige Konglomeratabfolge des Kronberg-Gäbris-Schuttjächers beheimatet ist und zahlreiche Molassegipfel bildet (z.B. Hochalp, Hinterfallenchopf, Pfingstboden, Hochfläschen, Spicher, Petersalp). Nördlich anschliessend liegt der Hügelzug des Hochhamms, der das westliche Ende der Gäbris-Schuppe markiert, die zwischen Hemberg und Urnäsch eine im Kern gestörte asymmetrische Synklinalzone bildet («Gäbriszone s.str.» und «Forstzone», HABICHT 1945a).

In der Gäbris-Schuppe wurde die Oligozän-Miozän-Grenze in einem Profil entlang der Sitter nördlich von Appenzell (Blatt Gais) ebenfalls magnetostratigraphisch bestimmt (KEMPF 1998). Entsprechend wurde auch hier versucht, den Übergang USM I–USM II entlang von lateral aushaltenden Konglomeratlagen nach Westen zu extrapolieren. Aufgrund der feinkörnigeren Lithologien und weniger ausgeprägten Geländeippenmorphologie liess sich dieser Horizont jedoch nicht über mehrere Kilometer bis ins Gebiet von Blatt Nesslau verfolgen; der Verlauf der Oligozän-Miozän-Grenze wurde daher in Anlehnung an HABICHT (1945a) festgelegt und ist dementsprechend mit grösserer Unsicherheit behaftet.

Im Raum Hemberg wurde die Grenze zwischen Chattien und Aquitanien am Nordrand der Synklinalmulde des Hochhamms zwischen dem obersten Vorkommen von Ebnat-Sandstein und dem untersten Vorkommen Kristallin führender Nagelfluh gezogen. An deren Südrand erfolgt die Grenzziehung ca. 100 m im Süden des südlichsten Vorkommens bunter Nagelfluh; in diesem Schichtstoss finden sich auch Bänke von «Granitischem Sandstein».

Kalknagelfluh, Kristallin führende Kalknagelfluh, bunte Nagelfluh

In der Kronberg-Schuppe ist die Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung («Krummenau-», «Hochalp-», «Hochfläschi-» und «Pfingstbodenschichten», HA-

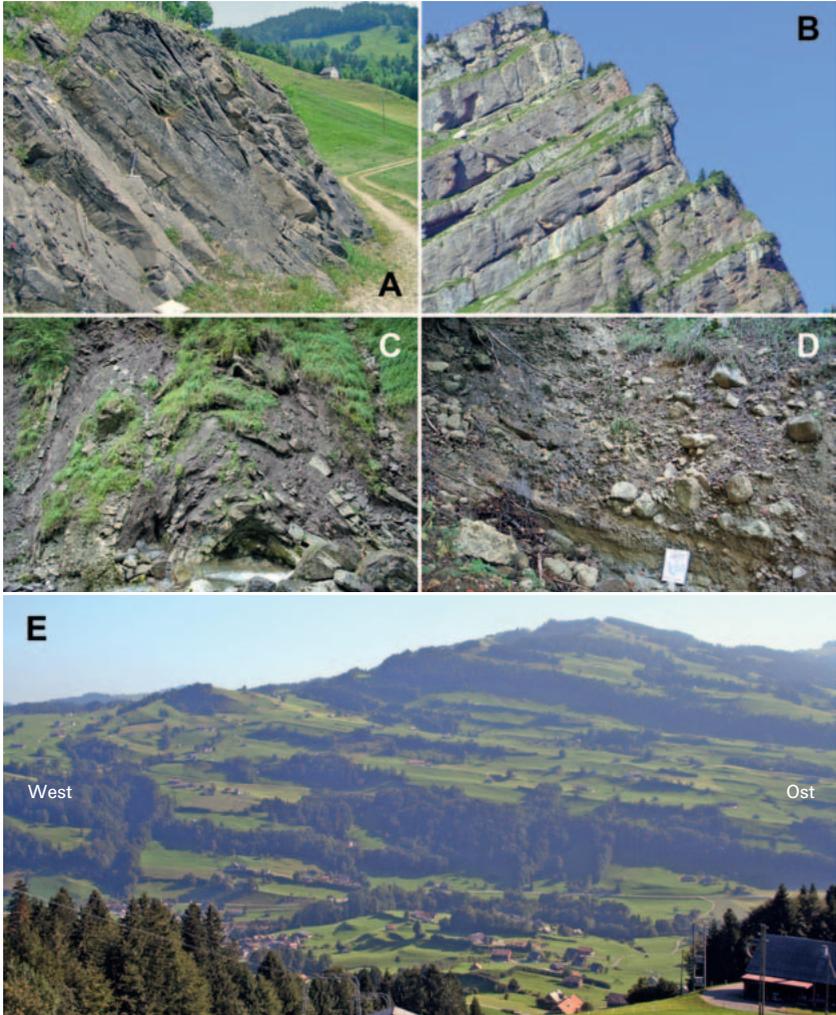


Fig. 10: Faziestypen der Unteren Süswassermolasse (USM). A: schräggeschichteter Kalksandstein (Ebnet-Sandstein) bei Sonnenhalbnecker (Koord. 733.350/238.050), B: Ostansicht des Stockbergs mit Kalknagelfluh der Speer-Stockberg-Schüttung (Pkt. 1752 m), C: gefaltete «Molasse rouge» am Chatzenbach bei Latten, D: Flyschsandstein-Nagelfluh («Riesenkonglomerat»), oberster Hornwald, Pfingstboden, E: Schichtrippenlandschaft der Mergel-Sandstein-Konglomerat-Wechselfolge, Blick von Rietbach über Krummenau zur Gössigenhöchi (Pkt. 1435 m).

Fotos A. Zaugg 2006 (A) und 2005 (B) sowie R. Löpfe 2006 (C, D) und 2005 (E).

BICHT 1945a, 1987) im südlichen Neckertal sehr gut aufgeschlossen. Der Wechsel von der kristallinfreien Speer-Stockberg- zur Kristallingeröle führenden Kronberg-Gäbris-Schüttung erfolgt innerhalb der «Krummenauerschichten» (HABICHT 1945a) und fällt nach KEMPF (1998) – wie oben beschrieben – ungefähr mit der Grenze Chattien/Aquitaniern (rund 23 Ma) zusammen.

Die Verbreitung der Kalknagelfluh in der USM II konzentriert sich auf eine schmale Zone zwischen Krummenau und Rossfall/Urnäsch: Fölisegg–Helenritterli–Hauptmannsnecker–Nasen–Rossmoos–Flohberg sowie die Nordostflanke der Hochalpe unterhalb Oberer Chenner. Den weitaus grössten Anteil am Nagelfluhspektrum nimmt jedoch Kristallin führende bis bunte Nagelfluh (Anteil Kristallin >10%) ein, welche die Kronberg-Gäbris-Schüttung repräsentiert. Der Kristallinanteil nimmt generell nach oben zu (bis zu max. etwa 20%), wobei das Kerngebiet des Kronberg-Schuttfächers von bunter Nagelfluh dominiert wird. Beim Kristallin handelt es sich um Granit- und Gneisgerölle sowie um Grünschiefer (Spilit, Serpentin) ostalpiner Kristallindecken.

Im Aquitanien entwickeln sich die fluvialen konglomeratischen Rinnengürtelablagerungen (Fig. 10e) zu meist amalgamierten massigen Konglomeraten eines gegen Norden vorrückenden alluvialen Schuttfächers (Fig. 10b; Alluvial Megafan, KEMPF 1998).

Besonders eindruckliche Einblicke in diese grobklastischen Schuttfächersedimente bieten dabei die mächtigen Steilwände rund um das Ofenloch (hinteres Neckertal), am Spicher und Pfingstboden. Die Naturbrücke über die Thur südöstlich von Krummenau (Koord. 731.750/233.940) besteht aus einer Nagelfluhbänke der basalen USM II.

Flyschsandstein-Nagelfluh («Riesenkonglomerat», Lokalschüttung)

Die Nagelfluh führt im Gebiet Pfingstboden Blöcke und verzahnt sich am Südrand der Kronberg-Schuppe mit einer lokalen «Gelbmergelfazies mit Riesenkonglomeraten» (HABICHT 1945a, 1987; Fig. 10d). Auf der Karte sind diese meist isolierten Vorkommen durch eine grobe Punktsignatur gekennzeichnet. Es handelt sich um chaotische Geröllansammlungen in lateral eng begrenzten Rinnen, die in gelblichen, siltig-sandigen Mergel eingeschnitten sind. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Flyschsandstein mit Komponentengrössen bis 1 m³. KEMPF (1998) interpretiert diese Fazies als Bajada-Ablagerung am damaligen Alpenrand, der überwiegend aus Flyschgesteinen aufgebaut war. Aufschlüsse finden sich an folgenden Stellen (von Ost nach West):

- Östlich von Stofel (Chli Schwägalp), bei Koord. 742.250/237.850
- Grossgarten, bei Koord. 740.980/237.020 (oberhalb der Strasse zur Passhöhe)
- Hornwald nordwestlich des Chräzerenpasses (Koord. ca. 740.000/236.000), es handelt sich um das Hauptaufschlussgebiet der «Riesenkonglomerate»
- Südwestlich des Pfingstbodens (oberster Hornwald), bei Koord. 738.800/234.900
- Südwestseite Pfingstboden: mehrere Stellen mit Riesenschuttsteinen innerhalb von amalgamierten Konglomeraten aus bunter Nagelfluh

- Südlich von Ennetbühl in einem kleinem Bachtobel auf ca. 900 m ü. M. (Koord. 734.325/233.120)
- Südlich von Berg bei Nesslau (Koord. 733.700/232.330)
- Südlich der Luterer auf der Höhe von Ennetbühl bis nach Westen ins hintere Steintal ist die USM II in einem gut 500 m breiten Streifen in der Lokalfazies ausgebildet. Es liegt normalgeröllige, z.T. auch grobkörnigere Kalknagelfluh vom Typ Flyschsandstein-Nagelfluh und die typische «Gelbmergelfazies» vor.

«Granitischer Sandstein»

Innerhalb der USM II konnte «Granitischer Sandstein» lediglich an zwei Stellen beobachtet werden: ca. 200 m nördlich von Ebnet (bei Koord. 733.150/236.530) und im Holdertobel nordöstlich von Krummenau (bei Koord. 731.400/234.650).

Kalksandstein (Ebnat-Sandstein)

Einschaltungen von Ebnat-Sandstein und Kalknagelfluh (s.o.) können im Basisbereich der USM II an mehreren Stellen beobachtet werden und gelten als Indiz für die Verzahnung von Speer-Stockberg- und Kronberg-Gäbris-Schüttung. Aufschlüsse von Ebnat-Sandstein befinden sich im unteren Holdertobel nordöstlich von Krummenau und bei Bälmlı zwischen Petersalp und Kronberg.

Süsswasserkalk, Krustenkalk, Kohle

Zwischen Buechholz und Chasten (Koord. 730.850/232.400) ist eine bis zu 3 cm grosse Algenknollen (Onkoide) führende, beige bis weisse Süsswasserkalkbank (Onkolith) aufgeschlossen (GRÜNINGER 1972; s.a. Titelfoto der Erläuterungen).

Ein kleines Vorkommen von Krustenkalk ist auf dem Tanzboden unweit der Färnlialp aufgeschlossen (Koord. 726.620/231.260). Eine Kohlelage befindet sich im Holdertobel nördlich von Krummenau (Koord. 731.425/234.690).

Die USM II am Nordrand der subalpinen Molasse

Zwischen Necker und Urnäsch ist am Nordrand des Kartengebiets mit dem Hochhamm als prominentester Erhebung die Schichtabfolge der USM II im nördlichsten Abschnitt der subalpinen Molasse in einer Synklinalzone ausgebildet (S₁ in Taf. I, Profile 2 u. 3), die der gegen Nordosten immer breiter werdenden Gäbris-Schuppe zugeordnet wird. Die Synklinalzone verengt sich südlich von Hemberg und keilt gegen Westen nahe der Randunterschubung aus. Der Kern dieser Synklinalzone ist stark gestört und stellt eigentlich eine Aufschiebung mit beiderseitig steil einfallenden Schichten dar. Die Aufschiebung verläuft von Hemberg-Bad zum Necker (südlich von Halden), quert den unteren Zwislerbach (südwestlich von Harzenmoos) und zieht unter Quartärbedeckung bis Schönau und weiter ge-

gen Nordosten. Der Nordschenkel der Synklinalzone, die «Gäbriszone s.str.» (HABICHT 1945a), ist in diesem Abschnitt deutlich mächtiger ausgebildet als deren steiler stehender Südschenkel («Forstzone», HABICHT 1945a). Während im Nordschenkel Kristallin führende Nagelfluhbänke der Kronberg-Gäbris-Schüttung als Geländerippen hervor treten, besteht der steil gestellte Südschenkel im Westen neben Kristallin führender Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung aus «Granitischem Sandstein» mit z.T. Lagen von Kristallingeröllen (z.B. bei Halden-Schwanzbrugg). Die kristallinreichen Gerölllagen deuten auf eine Herkunft der «Granitischen Sandsteine» aus der Höhrnen-Schüttung hin.

Die Aufschlussverhältnisse im Südschenkel der Synklinalzone sind generell sehr schlecht; erst südwestlich von Urnäsch sind zusammenhängende USM-Abfolgen aufgeschlossen. Im Tobel des Nürigbachs fehlt der «Granitische Sandstein» völlig, dafür stehen Ebnat-Sandstein und Kalknagelfluh der Speer-Stockberg-Schüttung an. Kristallin führende Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung setzt hier erst weiter nördlich ein (etwa bei Koord. 738.0/241.5). Aufgrund der weiter östlich am Egglibach gelegenen Aufschlüsse, wo zwischen bunter Nagelfluh Ebnat-Sandstein eingeschaltet ist, liegt wohl auch hier eine Verzahnung von Speer-Stockberg- und Kronberg-Gäbris-Schüttung vor.

Gute Einblicke in die Synklinalzone der nördlichen subalpinen Molasse bieten Aufschlüsse entlang der Strasse Hemberg-Bächli im Einschnitt des Neckers bei Schwanzbrugg, im untersten Zwislerbach, in der Kiesabbaustelle östlich von Schönau sowie im mittleren Nürigbach bei Urnäsch.

Aufgerichtete mittelländische Molasse (Neogen)

Nordwestlich an die Randunterschiebung angrenzend folgen am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse von Süden nach Norden die Schichten der USM und OSM. Da aufgrund fehlender mariner Fazies keine OMM ausgedehnt werden kann und die Konglomerate der Hörnli-Schüttung im basalen Burdigalien einsetzen, wird diese lithostratigraphisch nicht weiter gliederbare Konglomeratabfolge als USM III-OSM I zusammengefasst (KEMPF et al. 1997). Somit lassen sich am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse von unten nach oben zwei lithostratigraphische Einheiten ausscheiden:

- USM II (Aquitainen): Wechselfolge von «Granitischem Sandstein» und Mergel der Napf- und Höhrnen-Schüttung («Granitische Molasse», HABICHT 1987) sowie
- USM III-OSM I (Burdigalien): Kristallin führende Kalknagelfluh bis bunte Nagelfluh der Hörnli-Schüttung

UNTERE SÜSSWASSERMOLASSE (USM)

m_{1G} USM II: Sand- und Schlammstein, Mergel der Napf- und Höhronen-Schüttung (Miozän: Aquitanien)

Nordwestlich der Randunterschiebung lagert über 1300 m mächtiger «Granitischer Sandstein» der USM II (KEMPF et al. 1997), der hauptsächlich ins Aquitanien gestellt und von HABICHT (1987) als «Granitische Molasse» bezeichnet wird. Die mehrere Meter mächtigen Sandsteinbänke (sandige Rinnengürtelfazies) bilden als Härtlinge Geländerippen und wechsellagern mit Mergel. Dieser Sandstein ist in der Regel relativ weich und sandet im angewitterten Zustand ab. Beiderseits des Thurtals finden sich ehemalige Abbaustellen (nördlich von Lochweidli und bei Ulisbach) in einem etwas härteren, besser zementierten Typ von «Granitischem Sandstein». Diese Abbaustellen am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse befinden sich in vergleichbarer stratigraphischer Position wie die Steinbrüche auf dem Rickenpass bei Bildhus («Bildhauser Sandstein», HABICHT 1987, Atlasblatt Ricken).

RENZ (1937) kam bezüglich der Herkunft der «Granitischen Molasse» zum Schluss, dass neben der Höhronen-Schüttung auch die Gäbris-Schüttung an deren Aufbau beteiligt sei. Aufgrund sedimentpetrographischer Untersuchungen an zwei Proben von «Granitischem Sandstein» im Gebiet Schmidberg (bei Koord. 726.560/237.790 und 726.710/238.125) folgert FREI (1979), dass «gewisse Granitische Sandsteine auch der Gäbris-Schüttung entstammen können» (s.a. BÜRGISSER 1981). KEMPF (1998) schreibt, analog zu früheren Autoren, die Herkunft des «Granitischen Sandsteins» den axial nach Osten entwässernden Schüttungen von Höhronen und Napf zu.

UNTERE UND OBERE SÜSSWASSERMOLASSE (USM, OSM)

m₂₋₃ USM III und OSM I: Konglomerat, Sand- und Schlammstein, Mergel der Hörnli- und Napf-Schüttung (Miozän: Burdigalien)

Im Gebiet von Atlasblatt Nesslau fehlt zwischen den fluvioterrestrischen Abfolgen von USM und OSM die marine Fazies der OMM. Letztmalig marine Schichten der OMM keilen im Gebiet der beiden Nachbarblätter Ricken im Westen sowie Degersheim im Norden aus und gehen lateral in fluvioterrestrische Sedimente über (s. Tektonische Übersicht 1:200 000). Die gesamte Abfolge wird daher der USM III bis OSM I zugewiesen und umfasst das zeitliche Äquivalent zur OMM und basalen OSM. Im Gebiet von Atlasblatt Nesslau ist die Konglomeratabfolge der Hörnli-Schüttung von USM III-OSM I über 1000 m mächtig (Taf. I, Profil 1).

Gemäss KEMPF et al. (1999) folgt auf den «Granitischen Sandstein» der Napf-Schüttung (USM II) die bunte Nagelfluh der Hörnli-Schüttung der OSM (BÜCHI 1950). Im Profil Goldinger Tobel (Blatt 1113 Ricken) setzt diese Nagelfluh ca. 120 m über der magnetostratigraphisch festgelegten Zeitgrenze Aquitanien/Burdigalien, also innerhalb des Burdigaliens, ein (KEMPF et al. 1999). Aufgrund magnetostratigraphischer Untersuchungen lässt sich der untere Teil der Nagelfluh mit der Abfolge am Sommersberg (Gäbris-Schuppe, Atlasblatt 23 Gais), die ebenfalls ins frühe Burdigalien zu stellen ist, zeitlich korrelieren. Beide werden gemeinsam als USM III eingestuft (jüngste Anteile der USM in der subalpinen Molasse, KEMPF et al. 1999). Die weitere Sedimentabfolge – monotone Konglomerate der Hörnli-Schüttung bis hinauf zum «Appenzelergranit»-Leitniveau – lässt sich aufgrund fehlender verlässlicher Leithorizonte nicht weiter untergliedern und wird als OSM I zusammengefasst.

In Gebieten, in denen marin gebildete Schichten der OMM mit Süsswasserschichten abwechseln, wird neu im Liegenden bis zur ersten marinen Schicht USM III, darüber OSM I ausgedehnt (Atlasblatt Ricken; LÖPFE & ZAUGG in Vorb.). Die OSM I umfasst den Schichtstapel der basalen OSM bis zum «Appenzelergranit»-Leitniveau.

Bunte Nagelfluh, Kristallin führende Kalknagelfluh

Östlich von Wattwil, auf einer Linie Espen–Eschenberg–Unterreitenberg, setzt bunte Nagelfluh ein und bildet, von Südosten her kommend, eine erste markante Geländerippe in der aufgerichteten mittelländischen Molasse; sie markiert die Basis der USM III. Nördlich von Grindlen (Koord. 725.000/240.890) ist eine besonders kristallingeröllreiche bunte Nagelfluh aufgeschlossen. Die Strasse Grindlen–Büel quert eine nächste, etwas weiter nördlich gelegene, ebenfalls sehr kristallingeröllreiche bunte Nagelfluhbank in einem Tunnel. Geringere Anteile an Kristallingeröllern besitzen mehrere Kristallin führende Kalknagelfluhbänke am nördlichen Kartengebietsrand bei Koord. 725.700/241.900 und 726.150/241.675.

Gemäss der Darstellung der Geröllzählungen bei BÜCHI (1950) konzentrieren sich die höchsten Kristallingehalte im Geröllspektrum der Hörnli-Schüttung auf die basalen Anteile (bunte Nagelfluh); gegen oben verringern sich diese allmählich auf Werte unter 10% (Kristallin führende Kalknagelfluh). Als wichtigsten Vertreter der Kristallingeröle nennt BÜCHI (1950) Granit, in den tiefsten Bänken auch Gneis, bei den Sedimentgeröllern dominiert Kalk (inkl. Sandkalk und Kieselkalk) deutlich vor Dolomit und Hornstein.

Die jüngsten Molasseschichten im Gebiet von Atlasblatt Nesslau gehören sicher bereits zur OSM I, liegen stratigraphisch aber noch mehrere 100 m unter dem «Appenzelergranit»-Leitniveau, das erst weiter nördlich im Gebiet von Atlasblatt Degersheim verläuft (s. Tektonische Übersicht 1:200 000). Der durch den Brandenwald zu Pkt. 825 m führende Wanderweg bietet die besten zugänglichen Aufschlüsse der jüngsten OSM-Schichten. Auf einer Höhe von 810–820 m ü. M. ist eine mit Nagelfluh verzahnte Sandsteinbank vom Typ Knauersandstein, einer charakteristischen Erscheinungsform im Bereich der Hörnli-Schüttung, aufgeschlossen.

Kohle, Krustenkalk, «Granitischer Sandstein»

BÜCHI (1950) fand östlich von Wattwil im Gebiet Tüetlisberg–Schwantlen südlich des Dorfbachtobels ein kohliges Niveau, das ihm als Leithorizont diene.

Im Rahmen der Feldaufnahme wurde dieses Niveau jedoch aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht mehr angetroffen. Dafür folgen im Dorfbachtobel von Wattwil, in stratigraphisch etwas höherer Position, weitere dünne kohlige Lagen (bei Koord. 725.570/240.520 und 725.670/240.575), die auch Kleinsäugerreste enthalten (s.u. Abschnitt Fossilfundstellen in der Molasse).

Im Dorfbachtobel von Wattwil finden sich zudem mehrere markante Bänke von Krustenkalk («Wetterkalk») und «Granitischem Sandstein» (bei Koord. ca. 725.6/240.5). Eine weitere Krustenkalkbank ist südwestlich von Homberg aufgeschlossen (Koord. 727.610/241.855).

Fossilfundstellen in der Molasse

Im Perimeter von Atlasblatt Nesslau befinden sich zahlreiche Fundstellen fossiler Säugetiere (vgl. Tab. 1), mit deren Hilfe das biostratigraphische Alter der Schichten recht gut angegeben werden kann. Die Säugerstratigraphie umfasst hier Funde aus dem Oligozän (MP 26–MP 30) und Miozän (MN 1–MN 3b), die mit Hilfe von magnetostratigraphischen Profilen dem Chattien bzw. dem Aquitanien – mittleren Burdigalien zugeordnet werden können (STRUNCK & MATTER 2002). Weitere Details zu einzelnen Fossilfundstellen sind v.a. bei FREI (1979), STINTON & FREI (1979) und ENGESSER (1990) zu finden. Im Folgenden seien die beiden wichtigsten Säugetierfundstellen kurz aufgeführt:

- Die Säugerfundstelle Wattwil-Dorfbachtobel 2 (Koord. 725.665/240.570; ENGESSER 1990) ergab ein säugerstratigraphisches Alter von MN 3b (älterer Teil; mündl. Mitt. D. Kälin 2005), das gemäss STRUNCK & MATTER (2002) etwa im mittleren Burdigalien (ca. 19 Ma) anzusiedeln ist. Eine weitere Fundstelle (Wattwil-Dorfbachtobel 5) lieferte zusätzliches umfangreiches Material desselben Alters (KÄLIN 1997).
- Im Steinbruch Schmitt bei Ebnat-Kappel (Koord. 728.870/236.450) wurden im Ebnat-Sandstein neben Kleinsäugerzähnen (FREI 1979, ENGESSER 1990, MÖDDEN 1994) auch Otolithen von Süßwasserfischen (STINTON & FREI 1979) gefunden. Bemerkenswert sind Funde vollständiger Kiefer und des Skeletts eines Froschs (mündl. Mitt. D. Kälin 2011). Das biostratigraphische Alter von MP 28 entspricht dem späten Chattien (ca. 25 Ma).

Neben den Säugerfunden sind auch Funde fossiler Pflanzenreste erwähnenswert:

- In situ erhaltene inkohlte Baumstämme eines fossilen Walds in Ablagerungen eines fluviatilen Durchbruchfächers fand FREI (1979, Fig. 83) an der Strasse von Neu St. Johann nach Bendel bei Chromen (Koord. 731.975/234.200) in den «Hochalpschichten» (HABICHT 1945). Die Fundstelle liegt im basalen Teil der Kronberg-Gäbris-Schüttung und hat somit Aquitanien-Alter; Säugerfunde sind nicht bekannt.
- Beim Aushub einer Baugrube für das Altersheim Risi bei Wattwil (östlicher Rand des Gebiets von Blatt Ricken) wurden 1999 fossile Pflanzenreste in mergelig-sandigen Schichten im Liegenden einer Konglomeratbank der Hörnli-Schüttung (USM III–OSM I) entdeckt und geborgen (BÜRGIN et al. 2004). Das auf Kleinsäugerfunden basierende biostratigraphische Alter von ~MN 3b (mittleres Burdigalien) entspricht rund 18 Ma.

Tab. 1: Fundstellen fossiler Säugetiere im Gebiet von Atlasblatt Nesslau.

| <i>Fundortname</i> | <i>Koordinaten</i> | <i>Alter</i> | <i>Literatur</i> |
|---|--------------------|--------------|--|
| Krummenau | 730.750/234.650 | | |
| Ebnat-Kappel (Thurufer, Wintersberg/Trempel) | 730.350/234.700 | | |
| Ebnat-Kappel (Gieselbach) | 729.130/235.250 | | |
| Wattwil (Brandenwald) | 725.325/241.225 | | |
| Ebnat-Kappel (Steinbruch Hartmann) | 727.880/235.040 | | HÜNERMANN (1964, 1967) |
| Ebnat-Kappel (Bahndamm, Trempel 2) | 730.550/234.650 | | |
| Wattwil-Dorfbachtobel 1, unteres Niveau | 725.630/240.550 | MN 3b | ENGESSER (1990) |
| Wattwil-Dorfbachtobel 2, oberes Niveau | 725.665/240.570 | MN 3b | ENGESSER (1990) |
| Wattwil-Dorfbachtobel 3 | 725.730/240.480 | MN 3b | |
| Wattwil-Dorfbachtobel 4 | 725.630/240.550 | MN 3b | |
| Wattwil-Dorfbachtobel 5 | 725.370/240.470 | MN 3b | KÄLIN (1997) |
| Krummenau-Kesselauli | 732.300/233.270 | | |
| Ebnat-Kappel (Steinbruch Schmitt) | 728.870/236.450 | MP 28 | FREI (1979), STINTON & FREI (1979), ENGESSER (1990), MÖDDEN (1994) |
| Krummenau/Umfahrungsstrasse | 731.500/234.200 | MN 1 | FREI (1979), ENGESSER (1990) |
| Wintersberg-Trempel 3 | 730.450/234.725 | MP 30 | FREI (1979), ENGESSER (1990) |
| Necker 5 | 732.550/238.620 | MP 26 ± 1 | KEMPF (1998, S. 82 f.) |
| Necker 1 | 733.680/237.670 | MP 28 ± 1 | KEMPF (1998, S. 82 f.) |
| Necker 11 | 732.120/239.320 | | |
| Unterloch P. 10 | 732.885/236.950 | ? | GRUBER (1990) |
| Ruezennecker P. 40 | 734.000/237.600 | ? | GRUBER (1990) |
| Unterloch P. 13 | 733.055/236.590 | ? | GRUBER (1990) |

QUARTÄR

Ablagerungen des Quartärs konzentrieren sich im Gebiet von Blatt Nesslau auf Moränen der Letzten Eiszeit und spät- bis postglaziale Schotter. Es dominieren hierbei die Lokalmoränen des Thur-, Necker-, Urnäsch- und Luterengletschers; lediglich in randlichen Gebieten liegen Hinterlassenschaften des Linth-Rhein- (im Westen) bzw. Bodensee-Rheingletschers (im Südosten) vor. Schottervorkommen finden sich entlang den Talrändern von Thur und Urnäsch. Holozäne Sedimente umfassen verschiedenste Arten gravitativer Bildungen. So verdienen v. a. im Luterental verbreitet auftretende (z.T. auch glazial überprägte) Fels- und Bergsturzmassen Erwähnung.

Vorletzteiszeitliche Ablagerungen treten nur auf dem Höhenrücken zwischen Necker und Thur bei Ritteren auf; vermutlich sind auch die randglazialen Schotter im äussersten Westen (und auf dem Gebiet von Blatt Ricken) älter als letzteiszeitlich.

Pleistozän

MITTLERES PLEISTOZÄN

Ritteren-Schotterkomplex

Der Ritteren-Schotterkomplex befindet sich auf dem Höhenrücken zwischen Thur- und Neckertal bei Ritteren. Der Komplex umfasst zwei durch Stillwasserablagerungen getrennte, verkittete Schotterkörper, die in einem lokal begrenzten Bereich zwischen 1130–1160 m ü.M. aufgeschlossen sind. Dieser Komplex bildet die ältesten quartären Schichten im Gebiet von Atlasblatt Nesslau.

q_{sRu} Ritteren-Schotter, untere Einheit

Die untere Einheit des Ritteren-Schotterkomplexes ist entlang einer Strecke von ca. 50 m im Bachbett südöstlich von Ebnet (Koord. 733.220/236.240) aufgeschlossen. Die kalkige Matrix des zementierten Schotters, der sich unter anderem durch seinen löchrigen Aspekt von einer känozoischen Molassekalknagelfluh unterscheidet, ist beige gefärbt. Aus den Aufschlussverhältnissen geht hervor, dass es sich bei diesem unteren Schotterkörper um eine Rinnenfüllung handelt.

q_{SLR} Stillwassersedimente

Über der unteren Einheit des Ritteren-Schotterkomplexes folgt eine mehrere Meter mächtige, beige anwitternde, vorbelastete glazilakustrine Abfolge aus Feinsand bis Silt und tonigem Silt mit Kieslagen, die als Stillwasserablagerung interpretiert wird (Koord. ca. 733.300/236.600). In den Stillwassersedimenten ist

Lamination und gradierte Schichtung erkennbar. Ein weiteres, isoliertes Vorkommen von beige anwitternden Stillwasserablagerungen befindet sich ca. 450 m weiter nordöstlich (Koord. 733.425/236.675). Über diesem kleinen Aufschluss befindet sich eine Geländeterrasse, die möglicherweise an dieses Vorkommen gebunden ist.

q_{sRo} Ritteren-Schotter, obere Einheit

Über den Stillwasserablagerungen folgt die obere Einheit des Ritteren-Schotterkomplexes (Koord. 733.290/236.290), die – aus der Distanz betrachtet – nicht von einer Molassekalknagelfluh zu unterscheiden ist. Die Gerölle sind eckig bis kantengerundet. Es wurde keine quantitative Geröllzählung durchgeführt, aufgrund der Feldbeobachtung weisen aber beide Schottervorkommen eine Dominanz von kalkigen, allenfalls auch dolomitischen Geröllen auf. Die obere Einheit des Ritteren-Schotterkomplexes wird von Lokalmoräne (q_{lm}) überlagert.

? MITTLERES – SPÄTES PLEISTOZÄN

q_{sHü} Randglazialer Schotter

Etwa 2 km westlich von Ebnat-Kappel (Koord. 725.000/235.920, 1060 m ü. M.) reicht ein kleinvolumiges Vorkommen eines hoch gelegenen Schotters noch auf das Gebiet von Atlasblatt Nesslau; der Hauptaufschluss liegt im Gebiet des benachbarten Blattes Ricken und wird dort der Lokalität entsprechend als «Schotter des Unteren Hüttenbüels» (q_{sHü}) bezeichnet (LÖPFE & ZAUGG in Vorb.). Es handelt sich um einen teilweise matrixfreien, hellgrau anwitternden verkitteten Schotter. Dieser wird als randglazialer Schotter des Mittleren oder Späten Pleistozäns interpretiert und von letzteiszeitlicher Lokalmoräne (q_{lm}) überdeckt.

Gebiete mit möglichem Hinweis auf ältere Vergletscherungen

In der Sattelzone zwischen Necker- und Urnäschtal bei Schwäteli (Koord. ca. 736.5/239.4) lagern zahlreiche alpine erratische Blöcke z.T. direkt auf dem Fels. Aufgrund ihrer Höhenlage von rund 1100 m ü. M. und vor allem der recht intensiven Oberflächenverwitterung der Blöcke wird vermutet, dass es sich hier um erratische Blöcke einer älteren als der Letzten Eiszeit handelt. Dasselbe gilt für zwei weitere Gebiete: Westlich des Neckertals, nordwestlich von Geeren, wo ein kleiner Erratiker aus Rofna-Porphyr des Rheingletschers liegt (Koord. 732.975/237.470, 1030 m ü. M.) sowie etwas südlich anschliessend, zwischen Geeren und Ritteren, wo sich im obersten Neckerwald auf rund 1140 m ü. M. massenhaft erratische Blöcke aus alpinen Kalken finden lassen. Einzelne Blöcke zeigen auch hier eine starke Oberflächenverwitterung, was auf eine entsprechend lange Verwitterungsexposition hinweisen kann. Allerdings befinden sich alle aufgeführten erratischen Blöcke oder Blockgruppen innerhalb des Verbreitungsgebiets der letzteiszeitlichen Vergletscherung; die Verfrachtung des Rheingletschererratiklers könnte ebenso durch Transfluenz erfolgt sein (schriftl. Mitt. O. Keller 2010). Auch liesse sich die starke Oberflächenverwitterung mit der Zeitdauer seit dem Maximum der letzten Vereisung vor rund 24 ka mit Frostverwitterung erklären, insbesondere bei Kieselkalken.

SPÄTES PLEISTOZÄN

Rutschmasse, glazial überprägt

Im Gebiet Chli Schwägalp (bei Koord. ca. 742.000/237.650) wird eine bedeutende Rutschmasse seitlich durch den Moränenwall eines ehemaligen Lokalgletschers begrenzt. Da jedoch die Morphologie der Rutschmasse nicht zur intakten, nicht verrutschten Seitenmoräne passt, muss die Rutschung etwas früher erfolgt sein als die Ablagerung der Moräne; die Rutschmasse wurde entsprechend glazial überprägt (KELLER 1988).

Fels- und Bergsturzaablagerung, glazial überprägt

Im Luterental und an dessen Talflanken lagern mehrere grosse Bergsturzmassen; die älteren sind glazial überprägt (KELLER 1988, 2004).

Sturzmaterial: oligozäne Kalknagelfluh

Die Bergsturzmasse von Läuvis am Nordhang des Stockbergs besteht aus Kalknagelfluh der Speer-Stockberg-Schüttung (USM I). Diese Bergsturzmasse zeigt Spuren glazialer Überprägung in Form von Kleinterrassen auf verschiedenen Höhenlagen.

Am Südosthang des Ijental (bei Koord. ca. 731.300/230.200) finden sich Moränenwälle sowohl randlich als auch auf einer Bergsturzmasse aus Kalknagelfluh der Speer-Stockberg-Schüttung (USM I), die somit auch als glazial überprägt angesehen wird. Die Sturzmasse stammt von der Nordflanke des Bläss-Chopfs (Atlasblatt 106 Walensee).

Sturzmaterial: miozäne bunte Nagelfluh

Es handelt sich hier um die Bergsturzmasse von Evabrunnen-Laad nördlich von Läuvis mit einer maximalen Brandungshöhe auf ca. 1010 m ü.M. Sie besteht aus bunter Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung (USM II), lagert vollständig auf der südlichen Talseite der Luterer und stammt von der Südflanke des Hinterfallenchopfs (auf der Nordseite der Luterer).

q_{4m} Moräne (Till) der Letzten Eiszeit

Moränenablagerungen des Linth-Rheingletschers

Bei der Feldaufnahme des westlich angrenzenden Atlasblattes Ricken (LÖPFE & ZAUGG in Vorb.) wurden zwischen Regelstein und Wängibachtobel (östlich von Kaltbrunn) erratische Blöcke des Linth-Rheingletschers bis auf max. 1100–1140 m ü.M. angetroffen. Durch eine höhenmässige und morphologische Extrapolation der betreffenden Fundorte konnte letzteiszeitliche Moräne des Linth-

Rheingletschers bis westlich des Tanzbodens (Koord. ca. 725.0/232.7–725.2/231.5) im Gebiet von Atlasblatt Nesslau verfolgt werden.

Moränenablagerungen des Bodensee-Rheingletschers, mit Wall

Moränenablagerungen eines Seitenarms des Bodensee-Rheingletschers, der über das Gebiet von Wildhaus ins obere Toggenburg eindrang, befinden sich im Gebiet Rietegg – Hinter Gräppelen (bei Koord. ca. 738.3/230.0–740.5/230.7). Der Moränenwall bei Rietegg³⁾ (Koord. 738.350/230.000) führt zahlreiche erratische Blöcke des Bodensee-Rheingletschers (u.a. Flysch-Sandstein- und Granitblöcke aus dem Vorderrheintal und Sarganserland).

Einen guten Überblick über die Verbreitung und Zusammensetzung dieser aus dem Rheineinzugsgebiet stammenden Erratiker geben FREY (1916) und TAPPOLET (1922). HANTKE (1967) betont die Eishöhe des Bodensee-Rheingletschers, die aufgrund der Lage der verschiedenen Rhein-Erratiker rekonstruiert werden kann; er kommt zum Schluss, dass der Endmoränenwall bei Rietegg während des letzteiszeitlichen Maximalstands gebildet wurde. Gemäss HANTKE (1967) ergibt sich für den Sattel von Wildhaus im letzteiszeitlichen Maximum eine Eishöhe von 1460–1480 m, was einer Eismächtigkeit von 450 m am Sattel entspricht; KELLER & KRAYSS (2005) gehen sogar von einer Eishöhe von über 1500 m aus.

q_{lm} Lokalmoräne der Letzten Eiszeit

Zur Zeit des Maximalstands der Letzten Eiszeit lag die Eisoberfläche der Lokalgletscher bei Wattwil ca. auf 1050 m ü.M. und stieg im oberen Luterer- und Urnäschtal auf über 1400 m ü.M. an (KELLER 1974, KELLER & KRAYSS 2005). Als Nunatakker aus dem Eis ragten im Gebiet am Nordrand des Atlasblattes die Gipfel von Köbelisberg (1146 m ü.M.) und Hochhamm (1275 m ü.M.), weiter südlich, im zentralen Gebiet des Atlasblattes, die Gipfelregionen von Gössigenhöchi (1435 m ü.M.) – Hochalp (1529 m ü.M.) – Spicher (1520 m ü.M.) – Petersalp (1590 m ü.M.) sowie der Gipfel des Stockbergs (1782 m ü.M.). Somit lagen weite Teile des Gebiets von Atlasblatt Nesslau unter der Eisdecke des letzteiszeitlichen Maximums (vgl. SCHLÜCHTER 2009). Dabei ist das Gebiet von Atlasblatt Nesslau, mit Ausnahme der oben genannten Gebiete, in denen Moränen des Linth- bzw. Bodensee-Rheingletschers (q_{4m}) angetroffen wurden, durch Lokalmoräne (q_{lm}) geprägt. Massgeblich für die Bildung der verbreiteten Moränen waren die lokalen Talgletscher der Thur (inkl. Luterer), der Urnäsch und des Neckers. KELLER (1974) nimmt an, dass der Neckergletscher in beträchtlichem Mass Zuschuss vom Luterengletscher (als Teil des Thurgletschers) erhielt, der während des letzteiszeitlichen

³⁾ Im Gebiet von Atlasblatt 106 Walensee wurde dieser hoch liegende Moränenwall einer Lokalmoräne zugewiesen (HERB & FRANKS-DOLLFUSS 2003).

Maximums über Ellbogen und Horn (westlich bzw. östlich des Pfingstbodens) ins hinterste Neckertal transfluierete.

In der ausgeprägten Rippenlandschaft der subalpinen Molasse kann Lokalmoräne in Muldenlagen bis zu mehreren Metern mächtig sein. Häufig sind diese sehr lokalen Vorkommen aber zu kleinräumig, um im gegebenen Massstab dargestellt werden zu können; es wurde stattdessen anstehender Molassefels kartiert.

Lokalmoräne ist weit verbreitet und kann mehrere Dekameter mächtig werden, beispielsweise im Gebiet zwischen Hemberg und Urnäsch (Zwisler-, Tell- und Nürigbach sowie südlich angrenzende Bachtobel) oder um Neu St. Johann. Entlang dem Tellbach konnten innerhalb der Lokalmoräne vereinzelt auch kiesige und sandig-siltige Einschwemmungen oder Abschnitte mit gebänderten Sand-, Silt- und Tonlagen (Stillwasserablagerungen) beobachtet werden. Lokalmoräne ist bis zur Kiesfraktion gemischt zusammengesetzt und weist sowohl alpine Kalke als auch lokale Molassekomponenten auf, während die grösseren Blöcke überwiegend aus lokalem Molassematerial bestehen.

Alpine Erratiker des Thurgletschers finden sich in der Gegend von Wattwil bis zum Rohrbach westlich von Hemberg. Im Neckertal finden sich praktisch nur Molasse-Erratiker mit Ausnahme des Gebiets von Geeren – Oberster Neckerwald – Ritteren, wo Spuren einer älteren Vergletscherung nicht ausgeschlossen werden. Wie weiter oben bereits bemerkt wurde, kann die Herkunft der alpinen Erratiker auch durch transfluierendes Thureis zustande gekommen sein; gemäss Höhenlage könnten sie letzteiszeitlich sein (schriftl. Mitt. O. Keller 2010). In der Moräne des Urnäschgletschers sind bis Schönau (westlich von Urnäsch) neben vielen Molasseblöcken alpine Erratiker häufiger anzutreffen. Zwischen Rossfall und Böheli liegen viele Kalkerratiker, die zusammen mit einem kleinen Moränenwall bei der Unteren Fischegg (Koord. 738.750/238.900) einen lokalen Gletscherstand markieren. Im Einschnitt des Wissbachs (südöstlich von Urnäsch) ist ebenfalls mächtige Lokalmoräne aufgeschlossen. Die sandig-kiesige Moräne enthält sowohl alpine Kalke als auch Molassekomponenten, die Erratiker bestehen ausschliesslich aus Molasseblöcken. Abschnittsweise geht die Moräne auch in sandig-siltige oder tonige Stillwasserablagerungen mit Dropstones über.

Lokalmoräne der Letzten Eiszeit, mit Fels- und Bergsturzablagerung bedeckt (Sturzmaterial: Kalke des Helvetikums)

Dieser Bergsturztyp wurde am Nordostfuss der alpinen Randkette der Säntis-Decke und entlang der Säntisthur ausgeschieden. Es handelt sich um Blockschuttmassen aus Kalken des Helvetikums. Sie sind genetisch eng mit den gestaffelten Lokalmoränenwällen desselben Materials verknüpft. Die innerhalb der morphologisch eindeutig erkennbaren Moränenwälle verbreiteten Blockschuttmassen werden auf Fels- und Bergstürze zurückgeführt, die ursprünglich auf den Gletscher niedergingen und dort abgelagert wurden; sie wurden später durch den

Gletscher disloziert (vgl. KELLER 1988). Die Bergstürze fanden kurz vor, während des oder nach dem Weissbad-Stadium statt (s.u.).

Moränenwälle der Lokalmoräne

Nördlich der Alpenrandkette (Säntisalp–Schwägalp), im Alpsteingebiet und entlang der Säntisthur ist Lokalmoräne an den zahlreichen girlandenförmigen Moränenwällen gut erkennbar. Es handelt sich um gestaffelte späteiszeitliche Gletscherstände des Weissbad-Komplexes (s.u.). Westlich der Thur weisen das Ijen- und Steintal bedeutendere Lokalmoränenvorkommen auf; vereinzelt sind auch Moränenwälle oder Eisrandterrassen zu erkennen.

Speziell erwähnenswert ist das in WSW-ENE-streichenden Nagelfluhruppen eingebettete Gletscherkar nördlich der Hochalp (KELLER 1974). Es weist bei Rossmoos eine alluviale, sumpfige Sedimentfüllung auf, die sich hinter einem durch den Rötelbach stark abgetragenen Endmoränenwall (Weissbad-Komplex) des Hochalpgletschers gebildet hat. Weitere typische ausseralpine Gletscherkare mit z.T. vorgelagerten Endmoränenwällen oder Moränterrassen finden sich in den Nordflanken von Petersalp, Stockberg–Chli Stockberg, Schorhüttenberg und Gubelspitz.

Eisrandkomplex Stein am Rhein/Zürich (W/S)

Nach KELLER (1974) können folgende Moränenwälle dem Stein-am-Rhein-Stand (bzw. Zürich-Stand) zugeordnet werden (von West nach Ost):

Thurgletscher bzw. Luterengletscher

- Moränenwälle Uebrich–Geren am Schmidberg, nördlich von Ebnat-Kappel, auf ca. 880–920 m ü. M.
- Bei Strick und Husegg, östlich von Nesslau, auf ca. 1000–1050 m ü. M.

Neckergletscher

- Bei Hinter-Harzenmoos, östlich von Hemberg, auf ca. 900 m ü. M.
- Moränenwall nordöstlich von Bächli auf ca. 850–860 m ü. M.
- Bei Unterhemberg auf ca. 840–860 m ü. M.

Urnäschgletscher

- Moränenwälle im Gebiet von Obergschwend–Egg, westlich von Urnäsch, auf ca. 960–1030 m ü. M.
- Terrassenkante im Burketwald südwestlich von Grüenau auf ca. 1060–1070 m ü. M.
- Moränenwälle Stillert–Stollenholz, östlich von Grüenau, auf ca. 1010–1020 m ü. M.

Eisrandkomplex Konstanz/Hurden (W/K)

Der Konstanz-/Hurden-Stand ist im Gebiet von Atlasblatt Nesslau bisher nicht detailliert untersucht worden. Im Thurtal könnte sich der Konstanz-/Hurden-Stand im Raum Neu St. Johann/Nesslau befinden, wo mehrere Moränenwäl-

le eine mögliche Gletscherstirn des vom Thurgletscher bereits abgelösten Luterengletschers nachzeichnen.

Im Neckertal fehlen intern zu den Moränenwällen des Stein-am-Rhein-/Zürich-Stands weitere Abschmelzstände.

Der Moränenwall bei Untere Fischegg (Koord. ca. 738.750/238.900) und die erratischen Blockschwärme südlich von Böheli (Koord. ca. 738.900/239.200) im Einflussbereich des Urnächgletschers könnten diesem Stand entsprechen.

Eisrandkomplex Weissbad-Koblach (W/W)

Die Moränenwälle im oberen Luterental, der Säntis- und Schwägalp bis nach Norden nach Aueli (Tosbachtal) können hauptsächlich dem Eisrandkomplex Weissbad-Koblach (KELLER 1988) zugeordnet werden. Zwischen Aueli und Steinflue sind ein Doppelmoränenwall und zwei glaziale Entwässerungsrinnen zu erkennen. Die nördliche Entwässerungsrinne verläuft dabei zwischen zwei Schichtrippen aus bunter Nagelfluh, und der darin fliessende Bach stürzt unterhalb eines Wasserfalls durch eine canyonartige Schlucht.

GUTZWILLER (1877) beschreibt Kalkfindlinge auf der «Alp Hinterfallen bei Pkt. 1276 m», die heute wohl der Lokalität Ellbogen, Pkt. 1270 m, entspricht. Im Rahmen der Kartierung wurden dort aber nur lokale konglomeratische Molasseblöcke angetroffen.

q_{SL} Spätglaziale Seesedimente im Thurtal

Im Süden von Wattwil, zwischen Rickenhof und Ulisbach, sind im Bett der Thur punktuell spätglaziale Seesedimente im Liegenden des alluvialen Thur-Schotters aufgeschlossen. Bei Niedrigwasser erkennt man diese Aufschlüsse (Koord. 725.550/238.550 und 725.625/238.725) anhand der kiesfreien, weisslich-beige schimmernden Flächen. Nach dem Befund einer Bohrung ca. 200 m nördlich von Rickenhof reichen diese spätglazialen, nicht vorbelasteten Seebodenablagerungen («grauer Seeton») bis in eine Tiefe von 93 m, wo sie direkt auf dem Fels lagern.

q_{SS} Spät- bis postglaziale (? Stau-)Schotter der Thur und der Urnäch

An den Rändern des Thur- und Urnächtales finden sich zahlreiche gut ausgebildete Geländeterrassen. Im Gebiet von Ebnat-Kappel sind entlang diesen Terrassen an mehreren Stellen verkittete Schotter aufgeschlossen: nördlich der Thur beim Freibad, Gill, und südlich von Gärbi sowie im Süden der Thur südöstlich von Ganten. Im Thurtal können diese markanten Geländeterrassen von Wattwil über Ebnat-Kappel, Krummenau bis Neu St. Johann hinauf in südlicher Richtung verfolgt werden. Zumindest im Kern bestehen diese über das unregelmässige Felsrelief (Felsrippen) geschütteten Schichten aus fluviatilem Schotter der Thur. Die deutlich entwickelten Terrassen von Wattwil, auf denen das Kloster St. Maria,

das Spital und das Altersheim Risi stehen (Atlasblatt Ricken), sind ebenfalls Teil dieses markanten Terrassensystems des Thurtals.

KELLER (2006) vermutet, dass es sich im Tal der Urnäsch auch um Ablagerungen in einem See und demzufolge um Stauschotter oder Stausedimente handeln könnte. Randlich schmiegen sich diese Terrassen an die rasch an Höhe gewinnenden Talflanken. Lokale Bachschutt-, Hangschutt- oder Rutschmassen (z.B. bei Scheftenau nordwestlich von Ebnat-Kappel) überschütten diese Terrassen randlich oder verzahnen sich möglicherweise sogar mit dem Schotter. Dadurch ist eine exakte Abgrenzung dieser spät- bis postglazialen Schotter oder Stauschotter nicht immer möglich.

Holozän

q_L Hanglehm, Schwemmlehm

In der subalpinen Molasse lagert zwischen den Felsrippen der Ebnat-Sandsteine und teilweise auch der Nagelfluhbänke Hang- und Schwemmlehm (z.T. auch lehmige Lokalmoräne, s.o.). Wo immer möglich, wurden grössere Flächen als Hang- bzw. Schwemmlehm ausgeschieden. Die zwischen den Sandsteinrippen gelegenen Bereiche sind in der Regel dauerfeucht bis vernässt und bilden eigentliche Sumpf- oder Riedgebiete. Morphologisch strukturlose Hangbereiche (d.h. ohne sichtbare Felsrippen oder Hinweise auf Rutschmassen), Hangmulden mit fehlenden Hinweisen auf Moräne (z.B. ohne das Vorhandensein erratischer Blöcke) oder Gebiete, in denen kein untief anstehender Fels zu erwarten ist, wurden als Hang- bzw. Schwemmlehm ausgeschieden.

Sackungsmassen

In *Wintersberg* (3 km östlich von Ebnat-Kappel) bewegt sich ein bis zu 90 m mächtiges Felspaket mit einem Volumen von über 10 Mio. m³ talwärts, welches messtechnisch überwacht wird (KLEBOTH 2000). Dieses Felspaket rutscht mit rund 1 cm/a den Hang hinab und ist auf der Karte als Sackungsmasse dargestellt, da es sich um eine heute noch intakte Gesteinsplatte aus Kalknagelfluh handelt. Bei Lüpfertwil finden sich am Hang unterhalb dieser Nagelfluhwand zahlreiche Sturzblöcke und z.T. auch Felssturzmassen, die sich von der langsam abrutschenden Nagelfluhplatte periodisch ablösen.

Im Gebiet *Gössigenhöchi-Hinterfallenchopf* (nördlich von Rietbad) wurde ein grösserer Felsbereich als Sackungsmasse ausgeschieden. Dies erfolgte aufgrund morphologischer Kriterien, die im Zusammenhang mit den diversen Bergsturzmassen im Luterental stehen. Im Gegensatz zum Wintersberg fehlen hier jedoch konkrete Hinweise auf heute noch andauernde tiefgründige Felsbewegun-

gen. Diese haben wahrscheinlich nur während der akuten Bergsturzphase, d.h. vermutlich vor mehreren Tausend Jahren, stattgefunden.

Bei *Färnlialp* zwischen Tanzboden und Schorhüttenberg ist nach morphologischen Aspekten eine tiefgründige Sackungsmasse anzunehmen, die z.T. auch verrutscht ist. Westlich von Guetental ist zudem ein deutlicher Versatz in einer Nagelfluhbank der basalen USM I erkennbar.

Auch im nordwestlichen Bereich der subalpinen Molasse, wo die Schichten steil gelagert sind, wurden grossräumige Sackungsmassen ausgeschieden. Dabei handelt es sich eher um Sackungsmassen mit einem ausgeprägten Hakenwurf, also mit z.T. fliessenen Übergängen zu permanenten Hangrutschungen (Kriechhänge); von West nach Ost bzw. Südost sind dies die Sackungsmassen:

- Rain, südlich des Zwislerbachs (Koord. ca. 733.250/239.650)
- Tellwald, Nordabhang der Farnetsalp (Koord. ca. 736.000/240.200)
- Gisleren, südlich von Schönau (Koord. ca. 737.150/240.750)
- Osteregg-Lauftegg, ost-südöstlich von Urnäsch, mehrere Sackungsmassen
- Chuenzenböhl, ca. 2 km südlich von Urnäsch (Koord. ca. 739.500/240.000)
- Grosswald, nordwestlich der Schwägälp (Koord. ca. 741.800/236.500)

Ferner befinden sich grössere Sackungsmassen in der südlichen subalpinen Molasse und im Alpsteingebiet bei:

- Henkenberg, südwestlich von Nesslau, oberhalb der Bergsturzmasse bei Chatzenstofel
- Winkfeel, nördlich des Gräppelensees (Koord. ca. 740/231)
- Blüemliholz, Oberloui (östlich des Gräppelensees, Koord. 740.750/231.200)

Rutschmassen i. Allg.

Am 23./24. August 1974 lösten heftige Unwetter in Nesslau Hangmuren (CSD AG 2008), z.B. bei Berg oberhalb von Wasserbrugg, sowie Spontanrutschungen und Hangmuren im Gebiet von Unterhusen und Schwendi südlich von Ennetbühl aus. Mobilisiert wurde hauptsächlich Moränenmaterial, welches entlang der Felsoberfläche des Grisigen-Mergels oder des gelben Mergels der lokalen Randfazies der USM II abgerutscht ist. Spontanrutschungen können im Zuge extrem nasser Witterung oder bei Schneeschmelze auch in relativ flachem Terrain auftreten. Neben den geologisch-hydrogeologischen Rahmenbedingungen (z.B. geneigte Mergeloberflächen) spielen anthropogene Einflüsse (wie Strassenentwässerung, Drainagen, Quelfassungen usw.) bei der Prozessauslösung eine entscheidende Rolle. Kritisch sind die Überlastfälle mit unkontrollierbarem und punktuell Wassereintrag in entsprechend exponierten Hängen.

Nachfolgend werden nur diejenigen Gebiete aufgelistet, in denen grössere zusammenhängende Rutschmassen auftreten:

- Die Rutschmasse Chnopfenberg – Teile davon sind in der nordwestlichsten Ecke von Atlasblatt Nesslau gelegen – hat sich entlang der Schichtung (Dip Slope) abgelöst
- Rutschmasse Allmen, nordwestlich von Ebnat-Kappel (Koord. 725.8/236.8)

- Rutschmasse Lei – Ober Lei, östlich von Ebnat-Kappel (Koord. 728.5/236.4). Diese über 1 km lange Rutschmasse soll sich in historischer Zeit gebildet haben. Während des Baus des Alters- und Pflegeheims Ebnat-Kappel stiess man im Stirnbereich der Rutschmasse auf zahlreiche grosse und sehr gut erhaltene Stämme von Weisstannen, aus denen ein Wandrelief hergestellt wurde (Alters- und Pflegeheim)
- Rutschmassen Wolzenalp – Chasten, ca. 3 km östlich von Neu St. Johann (Koord. 730.5/232.3)
- Rutschmasse Guental, ca. 1,5 km nordöstlich von Schorhüttenberg (Koord. 727.5/231.0)
- Mehrere grosse Rutschmassen im Gebiet Gössigenhöchi – Hinterfallenchopf – Pflingstboden – Bernhalden
- Rutschmassen und Kriechhänge am Nordfuss des Stockbergs im Gebiet Hinterlutenwil – Schattenhalbriet, Luterental, zwischen Nesslau und Rietbad
- Rutschmassen Tellwald – Breitmoos – Gisleren, zwischen Hemberg und Urnäsch
- Mehrere Rutschmassen an beiden Talflanken der Urnäsch zwischen Urnäsch und Rossfall
- Morphologisch klar abgrenzbare Rutschmasse bei Chräg, östlich von Urnäsch

Fels- und Bergsturزابlagerung von Gwelber-Lai – Weid

Sturzmaterial: miozäne bunte Nagelfluh

Die grosse nacheiszeitliche Bergsturzmasse von Gwelber-Lai-Weid auf der Südseite der Gössigenhöchi bei Ennetbühl entstammt der miozänen bunten Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung am Südrand der Kronberg-Schuppe.

Der Bergsturz ereignete sich entlang einer mit ca. 20° nach Südsüdosten einfallenden Schichtfläche (Taf. I, Profil 2) wohl im Zuge einer Felsrutschung. Dieser Bergsturz hat das Luterental auf einer Strecke von rund 1 km vollständig zugeschüttet und erreichte am Gegenhang bei Weid eine maximale Brandungshöhe von ca. 970 m ü.M. Gemäss KELLER (1974) bildete sich dahinter ein Stausee. In einer Bohrung bei Rietbad (Koord. 736.085/234.107, 920 m ü.M.) konnten unter ca. 6,5 m Alluvionen, Bachschutt und Seesedimenten torfhaltige sandig-siltige Verlandungssedimente bis 30,5 m Tiefe (= OK Fels) nachgewiesen werden. Aufgrund der Pflanzenfunde von *Picea abies* (in 4, 5,9 und 22,6 m Tiefe), *Salix* sp. (6,4 m), *Fraxinus* sp. (7,7 m) und *Abies alba* (19,2 m) schliesst FREI (1976) auf ein Maximalalter der östlich der Bergsturzmasse abgelagerten Schichten in der Rietbadebene von «jünger als jüngstes Atlantikum». Dies entspricht einem Mindestalter von ca. 5000 a BP (vgl. EHLERS 1994) des Bergsturzereignisses.

Bei Oberlai sind auf der Bergsturzmasse ebene Vernässungszonen ausgebildet, die als Nackentälchen interpretiert werden. Vermutlich ist die Bergsturzmasse im Bereich von Gwelber-Lai später, d. h. während des erosiven Durchbruchs der Luterer durch den Bergsturziiegel, etwas nachgerutscht. Anhand des digitalen Geländemodells (DTM-AV) lassen sich die komplexen morphologischen Strukturen im Luterental zwischen Ennetbühl und Seebensäge deutlich erkennen (Fig. 11). Im DTM sind die Ebene von Rietbad mit der mäandrierenden Luterer sowie der tiefe Einschnitt der Luterer durch die teigartig aussehende Bergsturzmasse von Gwelber-Lai-Weid gut zu erkennen. Im Norden zeichnet sich neben

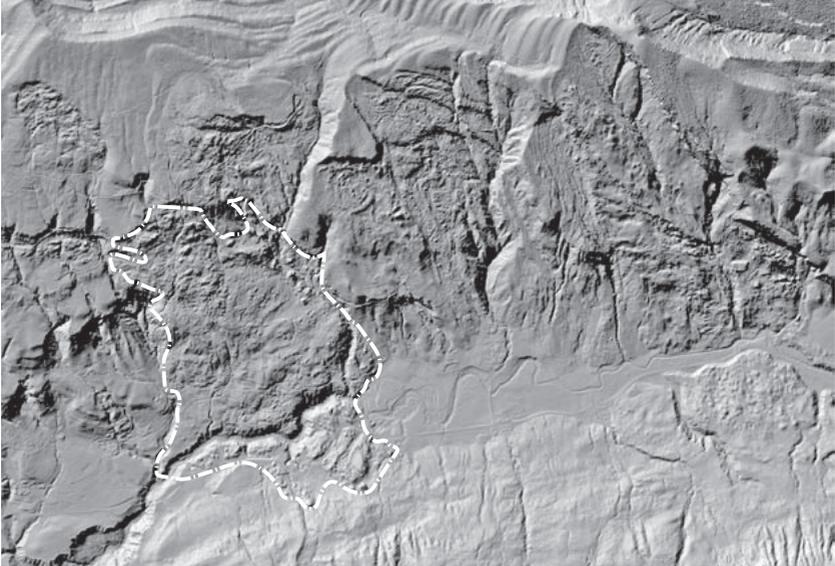


Fig. 11: Das zentrale Luterental im digitalen Terrainmodell (DTM-AV). Deutlich zu erkennen ist die Bergsturzmasse von Gwelber-Lai-Weid (weisse Linie), die den Talboden der Luterer quertrifft und durch sie tief eingeschnitten ist. Weitere Rutsch- und Bergsturzmassen sind an der sehr unruhigen Topographie der nördlichen Talflanke zu erkennen.

den dachziegelartig gestapelten Nagelfluhbänken auch das unruhige Relief der verschiedenen Rutsch- und Sackungsmassen ab. Der Südhang des Luterentals (Schattenhalbriet) ist wegen der wasserstauenden Wirkung des Grisigen-Mergels stark vernässt und oft verrutscht, was sich ebenfalls im unruhigen Bild des digitalen Geländemodells widerspiegelt.

Zwischen Chlosteralp, Stoffel und Ii befindet sich eine Vielzahl von Versickerungstrichtern, die im Norden ein grosses, gegen Süden geneigtes versacktes Nagelfluhpaket begrenzen. Durch die Versickerungstrichter gelangen punktuell bedeutende Wassermengen in die Tiefe und speisen so unterirdisch die Sackungsmasse.

Fels- und Blocksturzablagerung i. Allg.

Bei den im Folgenden aufgelisteten grösseren Fels- und Blockschuttmassen kann davon ausgegangen werden, dass sie ein holozänes (evtl. auch spätpleistozänes) Alter besitzen und die Herkunft der Sturzmasse eindeutig ist. Teil-

weise können die Blocksturzmassen im Feld kaum von blockiger Lokalmoräne unterschieden werden (z.B. im Steintal). Die Blocksturzmassen können auch nachträglich verrutscht sein und Merkmale einer ausgedehnten Rutschung aufweisen (z.B. bei Chatzenstofel, südwestlich von Neu St. Johann, unterhalb des Henkenbergs).

- Foggboden – Gupf – Vordergräppelen: Blocksturzmasse überwiegend aus Kalk der Seewen-Formation
- Abschlagenwald – Stöfeli im mittleren Steintal: Blocksturzmasse aus Nagelfluh der USM I
- Schönenboden, Ijental, südwestlich von Neu St. Johann: Blocksturzmasse aus Nagelfluh der USM I
- Chatzenstofel südwestlich von Neu St. Johann: verrutschte (?) Blocksturzmasse aus Nagelfluh der USM I
- Stockberggebiet, v.a. unterhalb der nördlichen Felsabstürze: Hangschuttmassen der USM I mit Blockschutt durchsetzt
- Risi, nordwestlich von Ennetbühl: Felssturzmasse aus Nagelfluh der USM II
- Südlich von Hinterfallenchopf und Spicher: Sturzmassen aus Nagelfluh der USM II

Daneben existiert im Gebiet des Atlasblattes Nesslau eine Vielzahl kleinerer Fels- und Blocksturzmassen, die fliessend in Hangschuttmassen mit Sturzblöcken oder auch in Rutschmassen übergehen können.

Trockenschuttkegel; Hangschutt, z.T. mit Blockschutt

Am Fuss der alpinen Randkette und innerhalb des westlichen Alpsteingebiets sind bedeutende Trockenschuttkegel sowie Bereiche mit eher unstrukturiertem Hangschutt ausgebildet. In der subalpinen Molasse wurden in der Hauptverbreitzungszone der Nagelfluh unter entsprechenden Felsbändern oder Felswänden z.T. Hangschuttablagerungen ausgeschieden, in denen sich auch einzelne oder schwarmweise auftretende Sturzblöcke aus Nagelfluh befinden.

Gemischter Schuttkegel: Bach-, Murgang- und Hangschutt

Aus kleinen Bachrungen und v.a. aus nicht ständig wasserführenden Einschnitten entwickelten sich Schuttkegel. Es handelt sich dabei sowohl um Ablagerungen aus Block- und Felsstürzen als auch um Murgang- oder Schlammstromablagerungen. Dementsprechend wurden die grossen Schuttkegel am Nordabhang der Alpenrandkette als gemischte Schuttkegel ausgeschieden und nicht, wie auf Atlasblatt 78 Säntis, als Bachschuttkegel.

Murgangrinne

Murgangrinnen (mit Levees) treten in Kombination mit gemischten Schuttflächen am Fuss der Alpenrandkette auf und bilden häufig deren Hauptzufuhrkanal.

Lawinenschuttkegel

Die Ausscheidung von Lawinenschuttablagerungen basiert auf der Manuskriptkarte von T. Kempf. Lawinenschutt tritt demnach nördlich von Oberlauri (östlich des Gräppelensees) sowie bei Rueboden westlich des Neuenalpsitzes auf.

Bachschuttkegel

Zahlreiche Seitenbäche, die in die Ebenen der Haupttäler von Thur, Luteren und Urnäsch münden, bilden kleinere oder grössere Schuttkegel. Sie sind teilweise auch terrassiert (z.B. Nürigbach bei Urnäsch). Allen Bachschuttkegeln gemein ist ihre Bindung an permanente Wasserführung der Fluss- und Bachläufe.

Torfmoor, Hochmoor

Das bedeutendste Hochmoor befindet sich bei Kellen-Bendel, ca. 1 km nördlich von Bendel auf dem Höhenrücken zwischen Necker- und Thurtal. Hier wurde während des Zweiten Weltkriegs noch in grossem Umfang Torf gestochen. In der näheren Umgebung von Salomonstempel-Bendel konnten hauptsächlich im Allmeindswald mehrere kleinere Torfvorkommen kartiert werden.

Auf dem Höhenrücken zwischen dem Stein- und dem Thurtal befindet sich bei Rietbach-Wolzenalp ein weiteres ausgedehntes Hochmoor; südöstlich davon liegt bei Spitzweid ein lokales Torfvorkommen. Auch auf der Schwägäl-Passhöhe sowie nördlich davon, bei Gross- und Chliwald, sind Hochmoore ausgewiesen. Weitere kleinere Torfvorkommen finden sich entlang dem Zwisler- und dem Tellbach zwischen Halden und Untere Fischeren. Zwischen Schönau und der Hochalp konnten kleinere Hochmoore bei Schwarzenberg und Guggenhalden sowie im Bruggeren- und Burketwald kartiert werden. Im letztgenannten Gebiet sind zwei kleine Hochmoore mit Torfablagerungen entlang einer glazialen Terrassenkante, die der südlichen Fortsetzung des Moränenwalls von Egg entspricht, ausgewiesen.

Sumpf, Ried

Zwischen Necker- und Thurtal befinden sich entlang der Randunterschubung nördlich von Salomonstempel und über die Sattelzone gegen Bendel-Allmeindswald ausgedehnte Sumpf- und Riedflächen. Im Gebiet von Säntisalp-Schwägäl und am Chräzerenpass sind zwischen den herauswitternden Sandstein- und Nagelfluhrücken wiederholt streifenförmige Sumpf- und Riedflächen ausgewiesen. In Gebieten mit bedeutenden Moränenablagerungen sind häufig ebenfalls ausgedehnte sumpfige Flächen vorhanden (z.B. Wolzenalp, Aueli nördlich der Schwägäl, entlang von Zwisler und Tellbach, Schönauwald und Burketwald).

q_a Rezente Alluvionen

Die Talebenen der Thur und der Urnäsch bilden rezente Alluvionen, in denen heute jedoch wegen der korrigierten und verbauten Flussläufe praktisch keine Ablagerungsprozesse mehr stattfinden.

Flussaufwärts der Bergsturzmasse von Gwelber-Lai-Weid ist im Luterental zwischen Rietbad und Seebensäge eine alluviale Ebene ausgewiesen, in der die Luterer mäandrierend verläuft. Ihr naturnahes Gerinne ist jedoch an kritischen Stellen durch Uferverbauungen gesichert und fixiert.

Im hinteren Neckertal (Ampferenboden) bilden zwei in Serie gelegene alluviale Ablagerungsräume natürliche Sedimentrückhaltebecken. Flussabwärts werden sie jeweils durch eine markante Nagelfluhrippe begrenzt und fixiert. Bei Unwettern gelangen bedeutende Geröllmengen und Totholz aus dem Ofenloch in die Ebene des Ampferenbodens und werden hier ab- und umgelagert.

Künstlich gestaltete Geländeform

Bei der Talstation der Säntisbahn wurde für die Erstellung des Parkplatzes eine grössere Fläche ausplaniert und teilweise aufgeschüttet. Nordwestlich des Stockbergs sind ferner zwei Abschnitte einer Skipiste als künstlich gestaltete Geländeform auf der Karte verzeichnet.

Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen

Es wurden alle im kantonalen Verdachtsflächenplan vermerkten Auffüllungen in die Karte eingetragen. Bahndämme und Geländeaufschüttungen entlang von Strassen sind ebenfalls dargestellt (z.B. Umfahrungsstrasse Ebnat-Kappel-Krummenau).

TEKTONIK

Einleitung

Das Gebiet von Atlasblatt Nesslau lässt sich von Nordwest nach Südost in folgende tektonische Einheiten gliedern (s. Tektonische Übersicht 1: 200 000):

- Der aufgerichtete Südrand der mittelländischen Molasse; die Schichtfolge wird im Liegenden durch die «Randunterschiebung» gegen die subalpine Molasse begrenzt.
- Die subalpine Molasse mit ihren verschiedenen übereinander gestapelten Molasseschuppen, die sich z.T. lateral ablösen.
- Die den Nordrand der Alpen aufbauenden helvetischen Decken mit der subalpinen «Randflysch-Zone» und der darüber folgenden Säntis-Decke; die Basisüberschiebung der subalpinen «Randflysch-Zone» bildet zugleich die Randüberschiebung der Alpen.

Nach neueren Erkenntnissen (PFIFFNER et al. 1997, KEMPF et al. 1999) wird in der subalpinen Molasse der Ostschweiz von einem Schuppenbau ausgegangen. Die generelle Struktur dieser tektonischen Hauptelemente im Gebiet von Atlasblatt Nesslau lässt sich sehr gut im Profilschnitt erkennen: Figur 12 zeigt ein geologisch interpretiertes Tiefenprofil durch das östliche Mittelland und die nördlichen helvetischen Alpen (PFIFFNER et al. 1997). Für ein detaillierteres Bild wird auf die Profile der Tafel I verwiesen.

Im südöstlichen Gebiet von Atlasblatt Nesslau tritt die nach Süden einfallende Randüberschiebung der Alpen zutage, über der die subalpine «Randflysch-Zone» und die Säntis-Decke liegen.

In der subalpinen Molasse, im Liegenden dieser Randüberschiebung, befinden sich drei bedeutende, ebenfalls südostwärts einfallende Molasseschuppen: die Speer-Stockberg-Schuppe (oben) sowie, darunter, die Schorhüttenberg-Schuppe im Westen und die Chräzerli-Schuppe im Osten; ihre Mächtigkeiten betragen bis zu ca. 2 km. Die übereinander geschobenen Schuppen überlagern südlich von Krummenau die ebenfalls südostwärts einfallende Kronberg-Schuppe, deren Schichten aus USM I und USM II die «Kronbergzone s.str.» sensu HABICHT (1945a) bilden. Ihre südöstlich einfallende basale Überschiebung (Kronberg-Überschiebung) beisst zwischen Ebnat-Kappel und Wattwil an der Oberfläche steil aus (A₂, HABICHT 1945a). Die nördlich anschliessende, nach Nordwesten einfallende Randunterschiebung (HABICHT 1945a) trennt die subalpine Molasse von der aufgerichteten mittelländischen Molasse. Zwischen der Kronberg-Schuppe der subalpinen Molasse und der Randunterschiebung befindet sich im Gebiet des Kartenblattes eine Abfolge aus steil gestellten und stark tektonisierten Molasseschichten,

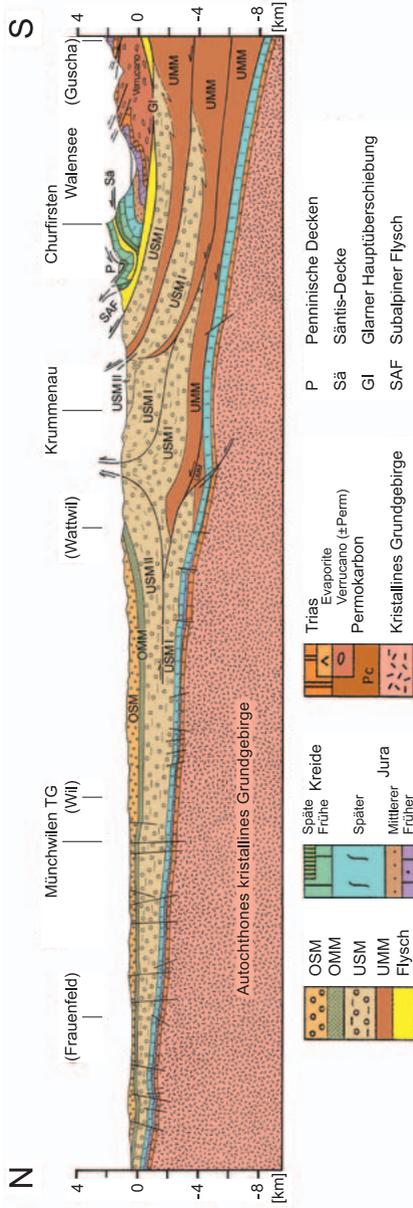


Fig. 12: Generalisierter, nicht überhöhter geologischer Profilschnitt (Massstab ca. 1: 500 000) durch das Molassebecken und den nördlichen Alpenrand im Gebiet der Ostschweiz. Leicht verändert nach PFIFFNER et al. (1997).



Fig. 13: Scharfer Verlauf der Randunterschiebung (Hammer) im Neckertal, ca. 350 m nördlich der ARA bei Hemberg. Oben: «Granitischer Sandstein» der aufgerichteten mittelländischen Molasse, unten: Mergel der subalpinen Molasse. Foto A. Zaugg 2005.

die Teil einer Triangelzone (MÜLLER et al. 1988) sind. Die westlichsten Ausläufer der weiter nordöstlich (Blatt Gais) gelegenen Gäbris-Schuppe verlaufen in diese Struktur. Im Untergrund dieser Triangelzone ist im Bereich des Grundgebirges und seiner mesozoischen Bedeckung eine Rampenstruktur erkennbar, an der auch die leichter deformierbaren Schichten der UMM (Grisigen-Mergel) aussetzen. Der Grisigen-Mergel sowie weitere mergelreiche Abschnitte der USM («Molasse rouge») bilden den Abscher- und Gleithorizont für die Molasseschuppen der subalpinen Molasse (Fig. 12).

Aufgerichtete mittelländische Molasse

Schichtlagerung am Südrand der aufgerichteten mittelländischen Molasse

Die Schichten der USM II fallen nahe der Randunterschiebung mit ca. 40–45° nach Nordwesten (330–340°) ein. Sie verflachen im Bereich der USM III–OSM I,

wo mit einem Schichtfallen um 25–30° in dieselbe Richtung zu rechnen ist. In der äussersten Nordwestecke des Kartengebiets erreicht das Einfallen der Schichten noch ca. 20° in Richtung ca. 330° (vgl. Taf. I, Profil 1).

Randunterschiebung

Die Schichten der südlichen mittelländischen Molasse wurden entlang der Randunterschiebung (HABICHT 1945a) nach Südosten auf die subalpine Molasse rücküberschoben. Die Randunterschiebung stellt im Gebiet von Blatt Nesslau eine bedeutende Störungszone dar und konnte im Feld in Übereinstimmung mit der Arbeit von HABICHT (1945a) zwischen Thur- und Neckertal gut kartiert werden.

Im Neckertal ist die Randunterschiebung direkt aufgeschlossen (Fig. 13). Die Schichten der aufgerichteten mittelländischen Molasse («Granitischer Sandstein» der USM II) werden durch die etwas steiler verlaufende Randunterschiebung basal diskordant abgeschnitten. Die Randunterschiebung fällt mit ca. 40° gegen Nordwesten (330°) ein (Taf. I, Profile 1 u. 2). Die Schichten der subalpinen Molasse im Liegenden fallen im Neckertal steil in nordwestliche Richtung ein. Im obersten Gerenbach (nördlich von Ebnat-Kappel), zwischen Nüschwendi (im Norden) und Gielen (im Süden), sind im nördlichen Bachgerinne mittelsteil bis steil stehende, tektonisch verstellte Schichten aus Ebnat-Sandstein und «Granitischem Sandstein» zu beobachten.

Subalpine Molasse

Die nördliche subalpine Molasse

Triangelzone

Der nördliche Bereich der subalpinen Molasse reicht vom Liegenden der Randunterschiebung im Nordwesten bis an eine Linie Ebnat-Kappel-Mistelegg-Grünenau im Südosten. Südöstlich der Randunterschiebung stehen Ebnat- (bzw. Appenzell-)Sandstein und Mergel, vereinzelt auch «Granitischer Sandstein» an (USM I, Chattien). Im Neckertal fallen diese Schichten – von Nord nach Süd – bis rund 200 m nördlich der Brücke bei Schwanzbrugg relativ steil (60–85°) gegen Nordwesten ein («Zone der Teufelsmauer», HABICHT 1945a), um danach gegen Südosten anfänglich steiler (70–85°), dann etwas flacher werdend (50–70°), einzufallen («Zone der Appenzell-Sandsteine», HABICHT 1945a). Der Wechsel der Einfallrichtung wurde als Störungszone kartiert und entspricht der westlichsten Fortsetzung der A₁-Störung (Kernstörung der «1. Antiklinale», HABICHT 1945a). Westlich von Hemberg wird die A₁-Störung von einer südlich folgenden Synklinalzone abgedrängt, taucht unter die Randunterschiebung ab und wird von dieser geschnitten.

Gäbris-Schuppe (Westende)

Südlich von Hemberg folgt eine Zone mit Kristallin führender Kalknagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung und Kristallingerölle führendem «Granitischem Sandstein» der Höhrönen-Schüttung (USM II, Aquitanien). Sie stellen die Füllung einer gegen Westen tektonisch auskeilenden Synklinalzone dar, die sich rasch gegen Nordosten öffnet und zumindest anfänglich ein starkes Axialgefälle in dieselbe Richtung aufweist. Diese Synklinalzone ist stark asymmetrisch gebaut (Taf. I, Profil 2): Der Nordschenkel («Gäbriszone s. str.», HABICHT 1945a) ist dabei bedeutend mächtiger ausgebildet als der steil stehende Südschenkel («Forstzone», HABICHT 1945a). Die Spur der Synklinalachsenebene (S_1 , HABICHT 1945a) verläuft von Hemberg-Bad im Südwesten über das Neckertal bei Halden bis Schönau im Nordosten. Im unteren Zwislerbach ist sie anhand einer atypisch flach lagernden Bank aus «Granitischem Sandstein» zu erkennen. Ihr weiterer Verlauf gegen Nordosten ist unsicher; er wurde nach dem gemessenen Schichtfallen ($350^\circ/70^\circ$) in einer Nagelfluhabbaustelle östlich von Schönau in eine Geländekerbe nördlich des Schulhauses gelegt. Da die Synklinalzone nicht symmetrisch aufgebaut ist, entspricht die steil stehende Synklinalachsenebene zumindest im Gebiet von Atlasblatt Nesslau auch einer Störungszone ($S_1 =$ «Stossaufschiebung», RENZ 1937); eine Ansicht, die HABICHT (1945a) jedoch nicht teilt. Südlich der steil stehenden Schichten der «Forstzone» (USM II) folgen Kalknagelfluh und Ebnat-Sandstein im Wechsel mit Mergel (USM I); «Granitischer Sandstein» kommt nur noch vereinzelt vor. Gemeinsam bildet diese steil nach Nordnordwesten einfallende Abfolge die «Zone Gäbris-Süd» (HABICHT 1945a).

Die zentrale subalpine Molasse

Kronberg-Schuppe

Südlich an die «Zone Gäbris-Süd» anschliessend folgt eine SW-NE-streichende, ungefähr parallel zur Randunterschiebung durch das Gebiet von Blatt Nesslau ziehende Störungszone (A_2 -Störung = Kernaufschiebung der «2. Antiklinale», HABICHT 1945a; Taf. I, Profile 1–3). Sie entspricht der basalen Überschiebung der Kronberg-Schuppe (Kronberg-Überschiebung). Ihr Verlauf konnte anhand der wechselnden Schichtlagerung recht genau festgelegt werden und bestätigte den von HABICHT (1945a) kartierten Verlauf. Westlich des Thurtals ist die A_2 -Störung nicht mehr durch Feldaufschlüsse belegt; im Gebiet des westlich angrenzenden Atlasblattes Ricken wurde sie jedoch neben anderen Störungs-zonen beim Bau des Rickentunnels durchörtert und ist dort somit geometrisch fixiert. KEMPF (1998) hat das magnetostratigraphische Neckerprofil im Bereich der A_2 -Störung begonnen und gegen Südosten eine weitgehend ungestörte stratigraphische Abfolge beschrieben. In Anlehnung an HABICHT (1945a) wurden an drei isolierten Stellen südlich der A_2 -Störung Hinweise auf steil stehende nordvergente Aufschiebungen gefunden (vgl. Taf. I):

- Ebnat-Kappel-Störung («Rudlen-Störung», HABICHT 1945a) bei Ebnat-Kappel (südlich von Klösterli bei Hüslberg, östlich der Umfahrungsstrasse)
- Mistelegg-Störung (HABICHT 1945a) bei Mistelegg (Neckertal)
- Langgschwend-Störung bei Grünenau-Langgchwend und im Bachtobel von Unter Lauftegg (südöstlich von Urnäsch)

Diese drei steil nach Nordwesten aufsteigenden Aufschiebungen verlaufen rund 500–1000 m südöstlich und subparallel zur A_2 -Störung. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse ausserhalb der Täler von Thur, Necker und Urnäsch kann nicht entschieden werden, ob es sich um eine einzige grosse oder um drei kleinere sekundäre Aufschiebungen handelt. HABICHT (1945a) erkannte alle drei Störungen und interpretierte sie als wenig bedeutende Sekundärstörungen.

HABICHT (1945a) bezeichnet diesen Bereich der subalpinen Molasse, der im Norden durch die A_2 -Störung und im Süden durch mehrere südostwärts fallende Schubflächen begrenzt wird, als «Kronbergzone s.l.»; sie umfasst die eigentliche Kronberg-Schuppe. Im Neckerprofil liegt südlich der A_2 -Störung – ausser im Bereich der Mistelegg-Störung – eine ungestörte stratigraphische Abfolge von USM I–II vor (KEMPF 1998). Die Schichten fallen wenig südöstlich der Mistelegg-Störung mit 50–60° gegen Südosten ein (Taf. I, Profil 2). Talaufwärts misst das Schichtfallen bei Hauptmannsnecker noch ca. 35° und nimmt im Bereich des Ampferenbodens auf minimal etwa 20° ab.

Im westlich anschliessenden Gebiet des Atlasblattes Ricken wurde im zentralen Bereich der subalpinen Molasse (Kronberg-Schuppe) die «Breitenau-Antiklinale» und die «Giegenbach-Synklinale» (HABICHT 1945a) kartiert (LÖPFE & ZAUGG in Vorb.). Es handelt sich dort jedoch nicht um echte Faltenstrukturen, sondern um im Kern gestörte Antiklinal- bzw. Synklinalzonen, die gegen Südosten in die «Toggenburger Flexur» übergehen (vgl. Fig. 1; Taf. I, Profil 1). Östlich des Steintals (südlich von Ebnat-Kappel) bis ins untere Luterental (südlich von Ennetbühl) fallen die Molasseschichten auf einer Breite von ca. 1,5–2 km flach mit maximal 20–35° in östliche Richtung ein (z.B. im Gebiet Blomberg). Weiter südlich knicken die Schichten der «Breitenau-Antiklinale» im Gebiet Schwandwald wiederum in das für die subalpine Molasse typische NE-SW-orientierte Schichtstreichen um. Gegen Westen fallen die Ebnat-Sandsteine beiderseits der «Giegenbach-Synklinale» bzw. «Breitenau-Antiklinale» immer steiler ein, bis sie sich im Gebiet von Atlasblatt Ricken zu eigentlichen Störungszonen (Kernaufschiebungen, v.a. im Bereich der «Giegenbach-Synklinale») entwickeln, die sich zudem in mehrere Äste aufspalten.

Die «Toggenburger Flexur» entstand wohl aufgrund des unterschiedlichen Deformationsverhaltens zwischen dem starren Nagelfluhkörper Gösigenhöchi–Hinterfallenchopf–Pfungstboden im Osten und der leichter plastisch deformierbaren Wechsellagerung von Konglomerat und Sandstein im Westen (inkl. Schichtgleiten). Die Synklinal- und Antiklinalachsebenen tauchen gegen Osten bzw. Südosten ab. Somit werden gegen Westen ältere Schichten der USM an der «Giegenbach-Synklinale» und der «Breitenau-Antiklinale» umgebogen und z.T. auch überschoben. An der «Toggenburger Flexur» erfolgt im Südwesten von Atlasblatt Nesslau durch die Faltung der subalpinen Molasse an der «Giegenbach-Synklinale» und der «Breitenau-Antiklinale» ein stärkerer Zusammenschub als im nordöstlichen Gebiet. Es ist denkbar, dass diese einsei-

tige Verkürzung im Südwesten durch zusätzliche Molasseaufschiebungen entlang den drei oben erwähnten lokalen Störungen (Ebnat-Kappel-, Mistelegg- und Langgschwend-Störung) im Nordosten ausgeglichen wurde.

Im Risibachtobel westlich von Neu St. Johann ist ein NE-SW-streichender Bruch aufgeschlossen, der über mehr als 1 km verfolgt werden kann. Die Bruchfläche fällt steil mit 60–80° gegen NW ein. Entlang einer Striemung (055°/30°) wurde der nordwestliche Block gegenüber dem südöstlichen nach Südwesten verschoben und angehoben. Ein analoger NE-SW-streichender Bruch wird ca. 1,2 km nördlich des Risibachs bei Chlöster vermutet. Südlich von Ennetbühl ist im Tobel der Luterer ein weiterer Bruch aufgeschlossen, der mit 60° in Richtung Südwest einfällt. Am Südrand der «Kronbergzone s.str.» finden sich zahlreiche Störungen entlang einer tektonisch gestörten Zone, so im Hotteienwald an der Ostflanke des oberen Steintals, nördlich der Tanzboden-Überschiebung und innerhalb der Gelbmergelfazies der USM II (Taf. I, Profil 1).

«Zone Kronberg-Süd»

Bei der «Zone Kronberg-Süd» (HABICHT 1945a) handelt es sich um tektonisch stark ausgedünnte und zerscherte USM I, die nach Nordosten immer stärker ausdünn und bei Bernhalden von der südlich anschliessenden Chräzerli-Schuppe (s.u.) tektonisch abgeschnitten wird. Die «Zone Kronberg-Süd» könnte als verschleppter, überkippter südlicher Schenkel der Kronberg-Schuppe in Folge der Überschiebung durch die Schorhüttenberg- bzw. Speer-Stockberg-Schuppe gedeutet werden. Ihre nördliche Begrenzung ist durch die Tanzboden- bzw. Luterer-Überschiebung belegt (s.a. Taf. I, Profile 1–3), den Südrand bilden die basalen Überschiebungen der Schorhüttenberg-, Speer-Stockberg- und Chräzerli-Schuppe (s.u.).

Die südliche subalpine Molasse

Der südliche Bereich der subalpinen Molasse wird nach HABICHT (1945a) wie folgt gegliedert: Im Südwesten liegt die Schorhüttenberg-Schuppe mit ihrer basalen Schorhüttenberg-Überschiebung, im Nordosten die Chräzerli-Schuppe mit der basalen Weissbach-Überschiebung; beide Schuppen werden im Süden von der Speer-Stockberg-Schuppe entlang der basalen Speer-Überschiebung überfahren. Die Chräzerli- und Speer-Stockberg-Schuppe sind ihrerseits im Süden von der alpinen Randüberschiebung bzw. der subalpinen «Randflysch-Zone» überlagert.

Schorhüttenberg-, Speer-Stockberg- und Chräzerli-Schuppe

Über der Kronberg-Schuppe bzw. der «Zone Kronberg-Süd» folgt südwestlich die Schorhüttenberg-Schuppe mit UMM und USM I. Diese wird im Gebiet des Ijentals von der ebenfalls aus UMM und USM I aufgebauten Speer-Stockberg-Schuppe überfahren und keilt südwestlich von Nesslau bei Schneit aus. Zwi-

schen Schorhüttenberg und Tanzboden befindet sich eine breite Antiklinale mit einem Kern aus mächtiger, flach gelagerter UMM (Grisigen-Mergel).

Bei Rietbad ist eine USM I-Einschuppung der «Zone Kronberg-Süd» in den Basisbereich (UMM: Grisigen-Mergel) der Speer-Stockberg-Schuppe anzunehmen. Nordöstlich von Bernhalden wird die Kronberg-Schuppe von der Chräzerli-Schuppe überfahren, die in einer der Schorhüttenberg-Schuppe analogen tektonischen Position steht (Taf. I, Profile 1–3). Innerhalb der Chräzerli-Schuppe ist nördlich der Schwägalp eine lokale, WSW-ENE-streichende Störungszone ausgebildet (HABICHT 1945a).

Im Bereich der Speer-Stockberg-Schuppe, östlich des Stockbergs, setzen innerhalb der USM I die Kalknagelfluhbänke rasch aus und werden durch die stark mergelige «Molasse rouge» ersetzt; nahe der Basisüberschiebung, im Chatzenbach nordwestlich von Latten, fand sich darin eine Kleinfalte (Fig. 10c).

Die teils recht komplexen Grenzverläufe in den Übergangsbereichen dieser drei Molasseschuppen orientieren sich an den spärlichen Felsaufschlüssen und sind meist vermutet, da sie oftmals unter Lokalmoränenbedeckung verborgen sind. Während die laterale (SW–NE) Ausdehnung der Chräzerli- und Schorhüttenberg-Schuppe rund 10–15 km beträgt, beläuft sie sich bei der Speer-Stockberg-Schuppe, die noch weit nach Südwesten reicht (Blatt 53 Linthebene, OCHSNER 1969, 1975), auf etwa 30 km.

Helvetische Decken

Randüberschiebung der Alpen

Die Randüberschiebung der Alpen begrenzt die subalpine Molasse gegen Südosten. Sie verläuft von Stein im Thurtal (Blatt Walensee) über den Risipass, wo sich in ihrem Liegenden eine Kleinstschuppe aus steil gestellter USM I befindet (HABICHT 1945a), weiter nach Nordosten über die Säntisalp zur Schwägalp. Sie kann durch wenige Molasseaufschlüsse der Speer-Stockberg-Schuppe im Liegenden und mit Hilfe von Stad-Mergel- bzw. Nummulitenkalk-Aufschlüssen (bei Bächli) der subalpinen «Randflysch-Zone» im Hangenden gut lokalisiert werden.

Subalpine «Randflysch-Zone»

Die subalpine «Randflysch-Zone» folgt südlich der alpinen Randüberschiebung entlang dem Alpenrand. Sie ist sehr schlecht aufgeschlossen und weist im Gebiet von Atlasblatt Nesslau eine Mächtigkeit von rund 400 m auf (vgl. Fig. 6; Taf. I, Profil 3). Es handelt sich um eine tektonisch zerscherte, verfaltete und verschuppte Mélangezone. Die besten Aufschlussverhältnisse finden sich am Risipass und am Nordfuss des Lütisptizes, südlich von Oberhofeld.

Säntis-Decke

Verlauf der Säntis-Überschiebung

Die basale Überschiebung der helvetischen Decken (Säntis-Überschiebung) ist im Gebiet von Atlasblatt Nesslau an wenigen Stellen und dort z.T. auch nur schlecht aufgeschlossen oder schwer zugänglich. Das Liegende bildet der Stad-Mergel oder der «Wildflysch» der subalpinen «Randflysch-Zone». Im Hangenden der basalen Überschiebung finden sich oft Teilschuppen oder linsenförmige Einschuppungen von Kalk der Seewen-Formation.

Am Risipass (Taf. I, Profil 2; Fig. 6) und bei Hoffert nördlich des Lütispitzes (Taf. I, Profil 3) sind die Säntis-Überschiebung und die Kontaktverhältnisse zur subalpinen «Randflysch-Zone» am besten aufgeschlossen.

Tektonischer Baustil der Säntis-Decke

Im Bereich der Säntis-Überschiebung sind mehrere sekundäre Schubflächen mit einem an der Deckenbasis lateral variablen Schuppenbau ausgebildet. Die Palfris- und der unterste Teil der Öhrli-Formation bilden beispielsweise am Risipass eine von zwei Schubflächen begrenzte, sehr enge isoklinale Falte (Taf. I, Profil 2), die auch weiter nordöstlich bei Hoffert erkennbar ist. Darüber ist dann die Hauptmasse der Säntis-Decke überschoben. Am Fuss der Silberplatten (Pkt. 2158 m) ist im Gebiet des östlichen Blattrands der südwestlichste Ausläufer der Ochsenbetta-Synklinale bei Pkt. 1760 m (s.a. KEMPF 1966; Fig. 14) gut einsehbar. Sie wird von der im Südosten gelegenen Girenspez-Überschiebung (Girenspez-Antiklinale) abgeschnitten, über der bis hinauf zur Silberplatten eine normale stratigraphische Abfolge liegt (Palfris- bis Schrattenkalk-Formation). Für detailliertere Angaben sei auf KEMPF (1966) verwiesen.

Die Darstellung des Helvetikums in Tafel I (Profile 2 u. 3) basiert auf den Profilen von KEMPF (1966); eine v. a. geometrisch leicht abweichende Darstellung zeigt A. Pfiffner in den Profilen durch das östlich anschliessende Gebiet von Atlasblatt Säntis (FUNK et al. 2000).

Im Gipfelbereich des westlichen Alpsteingebirges verläuft quer über das Gebiet von Atlasblatt Nesslau die NE-SW-streichende Blauschnee-Synklinale mit Kalkbänken der Seewen-Formation (c_6) im Kern (Taf. I, Profil 2; KEMPF 1966). Sie wird weiter östlich von der Stoss-Überschiebung tektonisch abgeschnitten (Taf. I, Profil 3). Die Gipfel von Neuenalppez, Wänneli, Hornwald und Lütispitz sowie der Grat zwischen Stossattel und Silberplatten sind aus Gesteinen der Seewen-Formation der Blauschnee-Synklinale aufgebaut. Letztere bildet weiter nordöstlich die Sattelzone zwischen Girenspez und Säntis (vgl. FUNK et al. 2000).

Südöstlich an die Blauschnee-Synklinale angrenzend folgt über der Stoss-Überschiebung die isoklinale Stoss-Antiklinale (Taf. I, Profil 3). Der Kern der Stoss-Antiklinale ist in mehreren Karen gut aufgeschlossen, so bei Schrenit zwischen Stoss und Schwarzchopf, südlich des Schwarzchopfs, bei Seewis und im



Fig. 14: Steil nach Nordwesten ansteigende, durch Brüche versetzte Girensnitz-Überschiebung (Gi) am Nordfuß der Silberplatten, welche die Ochsenbette-Synklinale im Liegenden abschneidet. Stratigraphische Einheiten sind 1: Palfris-Formation (Grasband), 2: Öhrli- und Betlis-Formation, 3: Helvetischer Kieselkalk, 4: Tierwis-Formation sowie 5: Schraffenkalk-Formation mit 6: Rawil-Member. Blick gegen Nordosten. Foto R. Löpfe 2007.

Obertal östlich des Lütispitzes sowie in Hinterwinden südlich des Windenpasses. Die Antiklinale ist komplex gebaut und von Sekundärstörungen und Brüchen durchzogen. Die ältesten im Antiklinalen Kern aufgeschlossenen Schichten bildet der Vitznau-Mergel (c_{2m}) und die Betlis-Formation (c_{2k}). Die Stoss-Überschiebung im Liegenden der Stoss-Antiklinale kann in südwestlicher Richtung bis Hintergräpelen verfolgt werden. Beim Stosssattel ist diese Überschiebung durch Brüche versetzt. Die Bergsturzmasse am Gupf, Schuttkegel und Moränen verdecken den lokalen Gebirgsbau in der Talung des Gräppelensees (bei Oberlauri); dort verläuft eine bedeutende Antiklinalzone mit der Gräppelen-Überschiebung als Kernstörung. Südöstlich davon, in ihrem Verkehrtchenkel, sind die Schichten des Bergrückens Mittelberg-Lauiberg-Chüebodenberg auf die südöstlich folgende Mutschens-Synklinale im Gebiet Chüeboden überkippt (Taf. I, Profil 3). Im Kern der Mutschens-Synklinale befinden sich mit dem Choltal-Member (c_{10}) der Seewen-Formation die jüngsten Schichten der Säntis-Decke im Kartengebiet.

Zwischen der Stoss-Antiklinale im Nordwesten und der Gräppelen-Überschiebung im Südosten streichen nördlich von Oberlauri-Lauri zwei kleinere Syn-

klinalen gegen Südwesten in die Luft aus: die Trosen-Synklinale im Südosten und die Mutteli-Synklinale im Nordwesten (Taf. I, Profil 3). Südöstlich ausserhalb des Gebiets von Atlasblatt Nesslau vereinigen sich diese beiden Synklinalen zur Meglialp-Synklinale (KEMPF 1966).

Tektonische Entwicklung am Südrand des Molassebeckens

KEMPF et al. (1999) haben, basierend auf dem Profil von PFIFFNER et al. (1997; Fig. 12), die Schuppenstruktur innerhalb der subalpinen Molasse palinspastisch abgewickelt, die sedimentär-tektonischen Prozesse rekonstruiert und in einem Raum-Zeit-Schema zusammengefasst dargestellt (vgl. Fig. 7, 8). Demnach nahmen die heute zwischen Wattwil und dem Alpenrand übereinandergeschobenen subalpinen Molasseschichten nach der Rückschiebung einen in NNW-SSE-Richtung mit ca. 30 km deutlich ausgedehnteren Ablagerungsraum ein, als es der heutigen Breite der subalpinen Molasse entspricht.

Gemäss KEMPF et al. (1999; Fig. 15) fand der Übergang von der marinen UMM (Horw-Sandstein) zur terrestrischen USM («Speerschichten» bzw. «Molasse rouge») diachron statt: in der südlicheren Speer-Stockberg-Schuppe (Thurprofil) vor ca. 31,5 Ma und in der nördlicher gelegenen Schorhüttenberg-Schuppe (Steintalprofil) vor ca. 31 Ma (vgl. KEMPF & PROSS 2005).

Ausgehend von der Regression der UMM bzw. der progradierenden Schuttfächer der USM I um ca. 30 Ma nehmen KEMPF et al. (1999; Fig. 15a) folgendes Szenario für die tektonische Entwicklung am Südrand des ostschweizerischen Molassebeckens an:

Um 27–26,5 Ma erfolgte die Überschiebung einer Flyschdecke auf die vorgelegerte Molasse der USM I; dabei verlagerte sich der tektonisch aktive Alpenrand gegen Norden (Fig. 15b). Es war die Zeit der praktisch kristallinfreien, nun langsam ausklingenden Speer-Stockberg-Schüttung (Speer-Konglomerat, Ebnat-Sandstein). An der Wende Chattien/Aquitani (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; es begann nun die Zeit der Kristallin führenden bis bunten Nagelfluh der Kronberg-Gäbris-Schüttung (Fig. 15c). Ab ca. 20 Ma erfolgten die Platznahme der helvetischen Decken am Alpenrand und die weitere Akkretion und Überschiebung von Molasseschuppen; auch die Triangelzone begann sich vermutlich zu entwickeln (Fig. 15d). Vor etwa 15 Ma (OSM; Hörnli-Schüttung) erfolgte auch die Platznahme 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 (Fig. 15e).

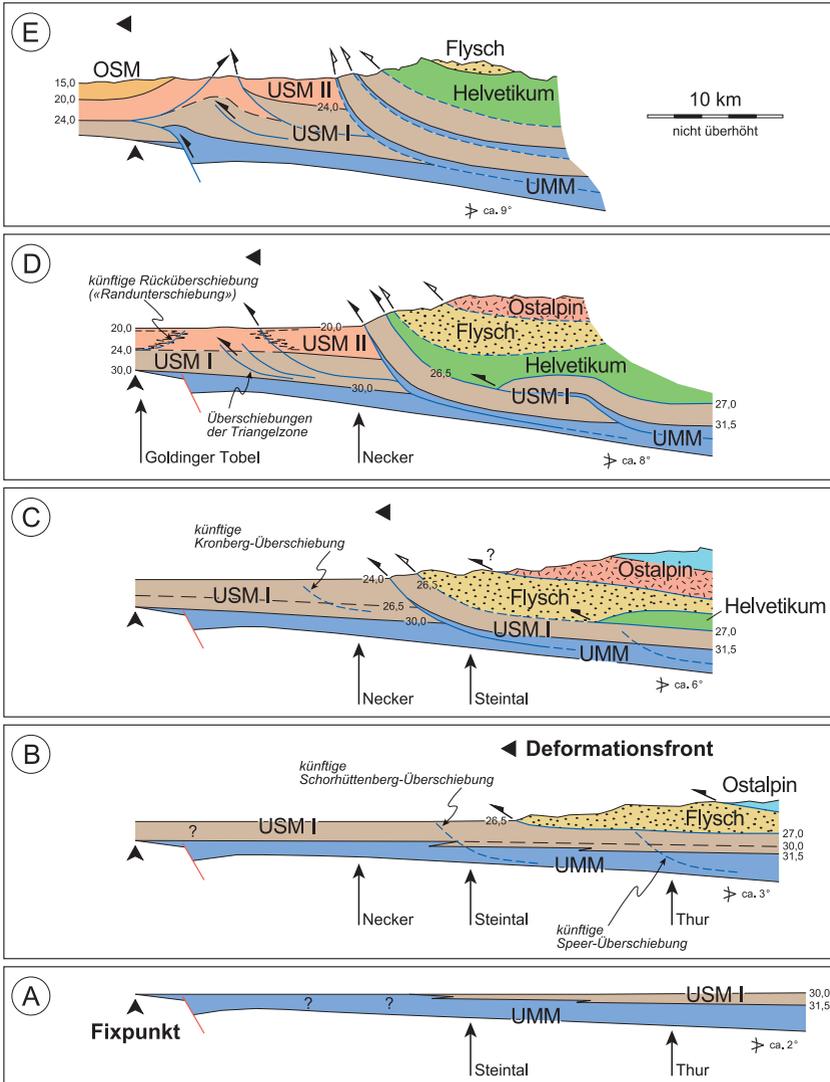


Fig. 15: Schematische tektonische Entwicklung im Gebiet der Molasse von Blatt Nesslau und Umgebung in fünf Schritten zwischen 30–15 Ma (A–E, leicht verändert nach KEMPF et al. 1999). Schwarze Pfeile bedeuten aktive tektonische Bewegung, weisse Pfeile repräsentieren schwache oder keine tektonische Bewegung. Siehe Text für weitere Details.

HYDROGEOLOGIE

Auf der Karte sind neben ungefassten Quellen auch die für die öffentliche Trinkwasserversorgung wichtigen gefassten Quellen und Grundwasserfassungen dargestellt; die Fassungsstandorte stammen von den kantonalen Fachstellen.

Grundwasser in Alluvialebenen

Die alluvialen Talfüllungen entlang der Thur und Urnäsch führen Grundwasser. Grundwasserstauer bilden im Thurtal Molassefels bzw. spätglaziale Seeablagerungen und im Urnäschtal Molassefels und Moräne. Quer zum Tal verlaufende Felsrippen aus Sandstein und Nagelfluh wirken als Riegel und stellen Durchflusshindernisse für das Grundwasser dar.

In der Ebene bei Rietbad im Luterental bildete sich hinter der Bergsturzmasse Laui-Gwelber-Weid ein Becken mit Seeablagerungen, Bachschutt und Alluvionen (vgl. Fig. 11). Das darin zirkulierende Grundwasservorkommen wird bei Evabrunnen durch eine Grundwasserfassung genutzt. Nordöstlich von Rietbad, unterhalb von Wälli, befinden sich äusserst ergiebige Grundwasseraufstösse («Wälliquellen»), durch die im Mittel pro Jahr 2 Mio. m³ Wasser ungenutzt in die Luteren fliessen (HAERING et al. 1994).

Grundwasser im Helvetikum

Die überwiegend kalkigen Gesteine des Helvetikums stellen ein ausgesprochenes Karstgebiet dar (s.a. Umschlagfoto). Anhand von Tracerversuchen konnte gezeigt werden, dass die unterirdische Entwässerung durch ein aktives Karstsystem erfolgt, das vom Säntisgebiet gegen Südwesten in Richtung Alt St. Johann (Thurtal) und sogar zum Walensee entwässert und dort – ausserhalb des Gebiets von Blatt Nesslau – ergiebige Karstquellen speist. Ausführlichere Angaben zur Hydrogeologie finden sich in ATTINGER (1988), HAERING et al. (1994) und LEIBUNDGUT (1995).

Grundwasser in der Molasse

In der subalpinen Molasse weisen die Quellen in der Regel bescheidene Ergiebigkeiten auf. Wasserführende Schichten sind Ebnat-Sandstein und Nagelfluh. Das Wasser zirkuliert darin ausschliesslich entlang von Klüften, die vermutlich z.T. etwas verkarstet sind. Bei Blomberg-Kabisboden westlich von Krummenau zeigt eine Quelle Karstverhalten, da sie bei Schneeschmelze bemerkenswert ergiebig ist (mündl. Mitt. R. Huber).

Grundwasser aus Oberflächenwasser

Die vielen Versickerungstrichter bzw. Dolinen (Synonyme: «Wetterlöcher», «Erdlöcher», «Erdfälle», «Einsturztrichter» usw.) stellen bevorzugte Eintrittsstellen von Oberflächenwasser in den felsigen Untergrund dar. Nach Angaben von Landwirten sind schon mehrmals Rinder und landwirtschaftliche Fahrzeuge plötzlich eingebrochen und mussten aufwändig geborgen werden. Solche Erdfälle entstehen durch Subrosion, wodurch im Lockermaterial über dem Fels Hohlräume entstehen, die dann spontan oder bei Belastung einstürzen können. Erdfälle wurden teilweise wieder verfüllt (auch mit Abfällen).

Im Gebiet der Felsrutschung Wintersberg zwischen Bendel und Krummenau sowie oberhalb des Bergsturzgebiets Gwelber–Lau–Weid bei Hinder Chlosteralp sind auffallend viele und z.T. grosse Versickerungstrichter ausgebildet. Dadurch wird das die Bewegung antreibende Felsgrundwasser (KLEBOTH 2000) mit versickerndem Oberflächenwasser gespeist. Zudem können Felsquellen in der subalpinen Molasse über Versickerungstrichter durch kaum filtriertes Oberflächenwasser beeinträchtigt werden. Dolinen sind im Gebiet von Atlasblatt Nesslau auf die subalpine Molasse beschränkt. An folgenden Orten sind sie besonders häufig anzutreffen:

- Salomonstempel–Allmeindswald–Bendel
- Die Anhöhen zwischen Necker- und Urnäschtal, nordwestlich der Hochalp, südöstlich von Urnäsch sowie nördlich der Petersalp
- Stangen–Tanzboden–Schorhüttenberg südlich von Krummenau, im westlichen Steintal
- Wolzen südwestlich von Nesslau
- Chlosteralp–Stofel in der Nordflanke des Luterentals

Mineralquellen

Südlich von Rietbad befindet sich eine wenig ergiebige Mineralquelle (Schwefelquelle Rietbad, Koord. 736.200/233.770). Nach HÖGL (1980) schüttet die Quelle 7–10 l/min (s.a. HAERING et al. 1994, WEGMÜLLER 2001). Es handelt sich um eine Felsquelle, die unter lehmigen Schichten aus einem Sandstein quillt und an eine die Speer-Überschiebung begleitende Sekundärstörung gebunden ist. Im Einzugsgebiet der Rietbadquelle lagert hangaufwärts eine mächtige Abfolge von Grisigen-Mergel, die an der Oberfläche von ausgedehnten Sumpf- und Riedflächen sowie Rutschmassen überdeckt ist. Die Mineralisierung des Quellwassers ist mit 415 mg/l bescheiden, ebenso der Sulfatgehalt von 17 mg/l. Die Rietbadquelle wurde erstmals 1537 erwähnt, das Kurhaus Rietbad ist im Jahr 1988 abgebrannt.

Bei Nesslau soll sich in einer Tiefe von «22 Fuss» kohlenensäure- und schwefelhaltiges Quellwasser befunden haben, bei der Alp Fosen nordöstlich von Krummenau schwefelhaltiges (WEGMÜLLER 2001).

BOHRUNGEN

Bohrungen liegen hauptsächlich im Gebiet des Thur- und Urnäschtals vor. Mehrere Sondierbohrungen wurden für den Bau der Umfahrungsstrasse Ebnat-Kappel-Krummenau ausgeführt. Wichtige tiefere Bohraufschlüsse sind im Thurtal für seismische Kampagnen (SEAG-Aufzeitbohrungen) realisiert worden. Andere Bohraufschlüsse sind im Zusammenhang mit der Suche nach geeigneten Standorten für Grundwasserfassungen erstellt worden. Die Errichtung von Erdwärmesonden hat seit den 1990er Jahren hauptsächlich im Fels zu einer Vielzahl von Tiefenaufschlüssen geführt.

ROHSTOFFE

Mineralische Rohstoffe

Sandstein

In der aufgerichteten mittelländischen Molasse wurde in einigen Steinbrüchen im Thurtal zwischen Wattwil und Ebnat-Kappel besonders harter «Granitischer Sandstein» (USM II, «Bildhauser Sandstein», HABICHT 1987) abgebaut:

- Nordwestlich von Lochweidli (mit Schrämmspuren des manuellen Gesteinsabbaus)
- Bei Ullisbach in drei kleinen Steinbrüchen

In der subalpinen Molasse wird noch heute bei Gstattlig (östlich von Ebnat-Kappel) im Steinbruch Kalksandstein (Ebnat-Sandstein) abgebaut. Nicht mehr in Betrieb sind folgende Steinbrüche, in denen ebenfalls Ebnat-Sandstein abgebaut wurde:

- Buechen (westlich von Ebnat-Kappel)
- Schwendi (südwestlich von Ebnat-Kappel)
- Bei Büchel (südlich von Ebnat-Kappel)
- Am Lütisbach bei Schluecht, zwischen Wintersberg und Krummenau

Südlich von Dicken bei Nesslau befand sich an der Strasse ins obere Toggenburg eine kleine Abbaustelle im Horw-Sandstein (nicht dargestellt).

Nagelfluh

Nagelfluh wurde für den Wegbau gebraucht und dazu in mehreren kleinen Steinbrüchen abgebaut. Der einzige heute noch in Betrieb befindliche Stein-

bruch liegt in Schönau an der Strasse Bächli-Urnäsch. Ehemalige Abbaustellen sind:

- Dicken (östlich von Wattwil)
- Eschenberg (östlich von Wattwil)
- An der Strasse Bächli-Urnäsch bei Brandhöchi (heute wegen Felssturzgefahr aufgefüllt).

Schotter

Im Gebiet von Atlasblatt Nesslau fehlen ausgedehnte Schottervorkommen. Südlich von Wattwil (direkt am Gebietsrand) wurde Schotter der Thur (q_{sS}) in einer etwas grösseren Kiesgrube ausgebeutet. Südlich von Krummenau existiert bei Chrümmenschwil eine noch offene Kiesabbaustelle (Schotter der Thur, q_{sS}).

Lehm

In Ullisbach gab es früher eine Ziegelei, welche zwei Abbaustellen bei Wis (südöstlich von Wattwil) und eine bei Buechen (westlich von Ebnat-Kappel) betrieb. Abgebaut wurden bis zu 5 m mächtige lehmige Schichten aus lokalen Bachschutt- bzw. Schwemmfächern (LETSCH et al. 1907).

Erdgas

Bei einer Erdsondenbohrung im Zentrum von Nesslau (Koord. 733.325/232.175) trat Erdgas aus (mündl. Mitt. R. Huber). Die Bohrstelle befindet sich in der Nähe des Südostrands der Kronberg-Schuppe, ca. 200 m von der Luterer-Störung entfernt. Die Bohrung erreichte die USM II in lokaler Gelbmergelfazies.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

Im Gebiet von Blatt Nesslau fehlen ur- und frühgeschichtliche Fundstellen. Im Rahmen der Kartierung wurden bei Chräg zwischen Pkt. 942 m und Osteregg (Pkt. 1042 m) sowie zwischen Pkt. 923 m und Oberhaumösli (Pkt. 1107 m) auf zwei teilweise mit Kalksandsteinplatten aus Ebnat-Sandstein belegte Senntumswege (HÜRLEMANN 2006) erkannt. Ihr Alter ist nicht bekannt, dürfte aber neuzeitlich sein.

LITERATURVERZEICHNIS

- ATTINGER, R. (1988): Tracerhydrologische Untersuchungen im Alpstein: Methodik des kombinierten Tracereinsatzes für die hydrologische Grundlagenerarbeitung in einem Karstgebiet. – *Geographica bernensia*.
- BOLLI, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 217–328.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-, Mittagsspitzen- und Schrattenkalk-Fm. im Vorarlberg und Allgäu. – Diss. Univ. Zürich.
- BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – Diss. Univ. Zürich.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BÜRGIN, T., HANTKE, R. & OBERLI, U. (2004): Das Schau- und Werk-Geotop Risi – ein Fenster in die Toggenburger Urzeit. – *Toggenburger Jb.* 2004, 119–137.
- BÜRGISSER, H. M. (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 19–28.
- CEDERBOM, C. E., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. K. (2004): Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. – *Geology* 32, 709–712.
- CSD AG (2008): Ortsplanung, Zonenpläne (Nesslau-Krummenau). Naturgefahrenabklärung. – Unpubl. Ber. Nr. SG5190, 29. Aug. 2008.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – Enke Verlag, Stuttgart.
- ENGESSER, B. (1990): Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Systematik und Biostratigraphie. – *Schweiz. paläont. Abh.* 112.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, J. K. (1982): Blatt 1115 Säntis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1: 25 000, Karte 78.
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P. & VAN DEN SCHOOTBRUGGE, B. (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian-Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FREI, H.-P. (1976): Geologie und Sedimentpetrographie der subalpinen Molasse im Stockberggebiet (Obertoggenburg). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- (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.
- FREY, A. P. (1916): Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 54/II, 35–128.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- FUNK, H. & BRIEGEL, U. (1979): Le faciès Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. – *Geobios* 3, 159–168.

- FUNK, H., HABICHT, K., HANTKE, R. & PFIFFNER, A. (2000): Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 78.
- GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G. & SMITH, A. G. (2004): A geologic time scale. – University Press, Cambridge.
- GRUBER, C. (1990): Geologische Untersuchungen in der Molasse und im Quartär um Hemberg (Toggenburg, Kanton St. Gallen). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- GRÜNINGER, C. (1972): Geologische Untersuchungen in der Subalpinen Molasse des mittleren Toggenburgs. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- GUTZWILLER, A. (1877): Geologische Beschreibung der Molasse und der jüngeren Bildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/1.
- HABICHT, K. (1937): Geologie des Stockberggebietes, Toggenburg (vorl. Mitt.). – Mitt. natf. Ges. Schaffhausen 13/9, 283–287.
- (1938): Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. – Eclogae geol. Helv. 31/2, 370–373.
- (1943): Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal. – Eclogae geol. Helv. 36/2, 202–203.
- (1945a): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 83.
- (1945b): 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. u. Landeshydrol. u. -geol.
- HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILIPP, R., STARCK, R. & WYSSLING, L. (1994): Blatt Toggenburg. – Hydrogeol. Karte Schweiz 1:100 000, Erläut. 5.
- HANTKE, R. (1967): Die wärmzeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/4, 223–242.
- HEIM, ALB. (1905): Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 16.
- HEIM, ARN. (1905): Westlicher Teil des Säntisgebirges. In: HEIM, ALB. (Hrsg.): Das Säntisgebirge (S. 313–517). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 16.
- (1907): Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 52, 484–499.
- HEIM, ARN. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. – Denkschr. schweiz. naturf. Ges. 68/2, 155–220.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114.
- HERB, R. & FRANKS-DOLLFUS, S. (2003): Blatt 1134 Walensee.– Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 106.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 50/2, 289–322.
- HÖGL, O. (1980): Die Mineral- und Heilquellen der Schweiz. – Haupt, Bern.
- HÜRLEMANN, H. (2006): Urnäsch: Landschaft, Brauchtum, Geschichte. – Appenzeller Verlag, Herisau.
- ISELI, B.-F. (1975): Géologie et pétrographie sédimentaire de la partie médiane de la vallée de la Luterer (Haute-Toggenburg). – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- KÄLIN, D. (1997): The Mammal zonation of the Upper Marine Molasse of Switzerland reconsidered. In: AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S. & MICHAUX, J. (Hrsg.): Actes du Congrès Biochrom'97 (S. 515–535). – Mém. Trav. E.P.H.E. 21, Montpellier.

- KELLER, O. (1974): Untersuchungen zur Glazialmorphologie des Neckertales (Nordostschweizer Voralpen). – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 80.
- (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – *Phys. geogr.* 27/A u. B.
- (2004): Die Geotoplandschaft Luterental-Schwägäl-Wissbachtal. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 90, 57–82.
- (2006): Landschaftsgeschichte (Urnäsch). In: HÜRLEMANN, H. (Hrsg.): *Urnäsch: Landschaft, Brauchtum, Geschichte* (S. 15–32). – Appenzeller Verlag, Herisau.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial – 1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Linth-Rhein-Gletschers im Oberen Würm. – *Vjschr. natw. Ges. Zürich* 150/1–2, 19–32.
- 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. (Hrsg.): *Actes du Congrès BiochrOM'97* (S. 547–561). – *Mém. Trav. E.P.H.E.* 21, Montpellier.
- KEMPF, O. & MATTER, A. (1999): Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 92/1, 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.* 88/2, 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. (1966): *Geologie des westlichen Säntisgebirges*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 128.
- KLEBOTH, P. (2000): *Felsrutschung Wintersberg (Ebnet-Kappel, SG)*. – *Bull. angew. Geol.* 5/1, 147–152.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sediment. Geol.* 152/1–2, 45–78.
- LEIBUNDGUT, C. (1995): *Zur Hydrologie des Alpsteins – hydrologische Untersuchungen im Karstgebiet des Alpsteins (mit Hydrogeographischer Karte des Alpsteins 1:50 000 von R. Attinger)*. – *Innerrhoder Schriften, Kt. Appenzell Innerrhoden* (Hrsg.).
- LETSCH, E., ZSCHOKKE, B., ROLLIER, L. & MOSER, R. (1907): *Die schweizerischen Tonlager*. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 4.
- LIENERT, O. (1965): *Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattenkalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden*. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 56.
- LÖPFE, R. & ZAUGG, A. (in Vorb.): *Blatt 1113 Ricken*. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte u. Erläut.* 142.
- LUDWIG, A. (1925): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Necker und Rhein*. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 146–147.
- (1926): *Aus dem ostschweizerischen Molassegebiet*. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 62, 81–100.
- (1930): *Flawil–Herisau–Brunnadern–Schwellbrunn (SA 218–221) [LK 1094 Degersheim]*. – *Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut.* 4.
- (1932): *Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais*. – *Eclogae geol. Helv.* 25, 255–256.

- LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H. (1949): St. Gallen–Appenzell (SA 222–225) [LK 1095 Gais]. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 23.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klismenhorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – *Eclogae geol. Helv.* 90/2, 245–261.
- MÖDDEN, C. (1994): Systematik und Nomenklatur der Issidoromyinae TULLBERG, 1899 (1884) (Rodentia, Theridomyidae) des europäischen Paläogen. – *Eclogae geol. Helv.* 87/3, 1037–1066.
- MÜLLER, M., NIEBERDING, F. & WANNINGER, A. (1988): Tectonic style and pressure distribution at the northern margin of the Alps between Lake Constance and the River Inn. – *Geol. Rdsch.* 77/3, 787–796.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OCHSNER, A. (1969): Blatt 1133 Linthebene. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Karte 53.
– (1975): Blatt 1133 Linthebene. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25 000, Erläut. 53.
- PIFFNER, 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.
- RENZ, H. H. (1937): Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 69.
- SCHENK, K. (1992): Die Drusberg- und Schrattekalk-Formation (Unterkreide) im Helvetikum des Berner Oberlandes. – *Diss. Univ. Bern.*
- SCHLATTER, L. E. (1941): Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 70, 27–103.
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1: 500 000. – Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Wabern.
- SCHLUNEGGER, F., RIEKE-ZAPP, D. & RAMSEYER, K. (2007): Possible environmental effects on the evolution of the Alps-Molasse Basin system. – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 383–405.
- SKS [Schweizerisches Komitee für Stratigraphie] (2009): Neubenennungen lithostratigraphischer Einheiten in der Helvetischen Kreide. – *Swiss J. Geosci.* 102/2, 363–364.
- STÄUBLE, M. & PFIFFNER, O. A. (1991): Processing, interpretation and modeling of seismic reflection data in the Molasse Basin of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 84/1, 151–175.
- STINTON, F. C. & FREI, H.-P. (1979): Fish otoliths from the upper part of mid-Oligocene freshwater molasse, Eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 851–857.
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoidekalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – *Diss. ETH Zürich.*
- STRUNCK, P. & MATTER, A. (2002): Depositional evolution of the western Swiss Molasse. – *Eclogae geol. Helv.* 95/2, 197–222.
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 58/II, 1–66.
- WEGMÜLLER, M. C. (2001): Einflüsse des Bergwassers auf Tiefbau/Tunnelbau. – Stäubli, Zürich.

KARTENVERZEICHNIS

Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000

- Blatt 3 Zürich – Glarus, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1950.
 Blatt 4 St. Gallen – Chur, von P. CHRIST & W. NABHOLZ, 1959.

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. 23 St. Gallen – Appenzell (SA 222–225), von A. LUDWIG, F. SAXER, H. EUGSTER & H. FRÖHLICHER, 1949.
 Nr. 53 Linthebene (LK 1133), von A. OCHSNER, 1969.
 Nr. 57 Hörnli (LK 1903), Geologischer Dienst der Armee, 1970.
 Nr. 78 Säntis (LK 1115), von H. EUGSTER, M. FORRER, H. FRÖHLICHER, T. KEMPF, L. SCHLATTER, R. BLASER, H. FUNK, H. LANGENEGGER, M. SPOERRI & K. HABICHT, 1982.
 Nr. 106 Walensee (LK 1134), von R. HERB & S. FRANKS-DOLLFUS, 2003.

Geologische Spezialkarten

- Nr. 5 Geologische Karte des Sentis, 1:25 000, von A. ESCHER v. D. LINTH, 1873.
 Nr. 13 Die nördlichste Kreide-Kette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1:50 000, von C. BURCKHARDT, 1893.
 Nr. 37 Westende der Säntisgruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM, 1905.
 Nr. 38 Säntisgebiet, 1:25 000, von ALB. HEIM, 1905.
 Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.
 Nr. 80 Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1917.
 Nr. 85 Geologische Spezialkarte des Farenstöckli, 1:2500, von ARN. HEIM, 1917.
 Nr. 86 Spezialkärtchen der Brunnenegg am Mattstock-Westende, 1:1000, von ARN. HEIM, 1917.
 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.

Weitere geologische Karten mit topografischer Grundlage

- B BÜCHI, U. P. (1950): Geologische Karte des Südrandes der mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal, 1:50 000. – Diss. Univ. Zürich.
- D DREHER, K. (1925): Geologische Karte Bergwerk «Rufi» bei Schänis, 1:25 000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 12, Taf. 5.
- F FREI, H.-P. (1976): Geologische Karte der subalpinen Molasse im Stockberggebiet (Obertoggenburg), 1:10 000. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- G₁ GRÜNINGER, C. (1972): Geologische Karte der subalpinen Molasse des mittleren Toggenburgs, 1:10 000. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- G₂ GRUBER, C. (1990): Geologische Karte der Molasse und des Quartärs um Hemberg (Toggenburg, Kanton St. Gallen), 1:10 000. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- H₁ 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.
- H₂ HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete 1:50 000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2, 91–122.
- I ISELI, B.-F. (1975): Carte géologique de la partie médiane de la vallée de la Luterer (Haut-Toggenbourg), 1:10 000. – Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.
- J JEANNET, A. (1921): Carte géologique de la région des charbons feuilletés Uznach–Kaltbrunn (St-Gall), 1:10 000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 8, Taf. 13 (1923).
- K₁ KELLER, O. (1974): Glazialmorphologische Karte der Umgebung von St. Peterzell (Neckertal), 1:25 000. – Jb. st. gall. natw. Ges. 80, Beil. 7.
- K₂ KEMPF, T. (1966): Unpubl. geologische Manuskriptkarte des westlichen Säntisgebirges, 1:10 000.
- L LUDWIG, A. (ca. 1920): Unpubl. geologische Manuskriptkarte von Hochalp und Teilen von Kappel, 1:25 000.

Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000

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

Sonstige Publikationen

- ATTINGER, R. (1995): Hydrogeographische Karte des Alpsteins 1:50 000. In: LEIBUNDGUT, C.: Zur Hydrologie des Alpsteins – hydrologische Untersuchungen im Karstgebiet des Alpsteins. – Innerrhoder Schriften, Kt. Appenzell Innerrhoden (Hrsg.).
- FREY, A. P. (1916): Karte der quartären Gebilde im obern Thurgau 1:100 000 (Aufn. 1914/1915). In: FREY, A. P.: Die Vergletscherung des obern Thurgaubietes. – Jb. St. gall. natw. Ges. 54/II, 35–128.
- KELLER, O. (1988): Die spätglaziale Vergletscherung des Alpsteins (Säntisgebirge), Eisrand-Komplex des Weissbad-Stadiums, Würmzeit (W/W): Gletscher-Rekonstruktion für den Weissbad-Hauptstand, 1:25 000. In: KELLER, O.: Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. 27/A u. B.
- TAPPOLET, W. (1922): Karte der Lokalgletscher des Säntisgebirges 1:50 000 (Aufn. 1918/1919). In: TAPPOLET, W.: Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. – Jb. St. gall. natw. Ges. 58/II, 1–66.

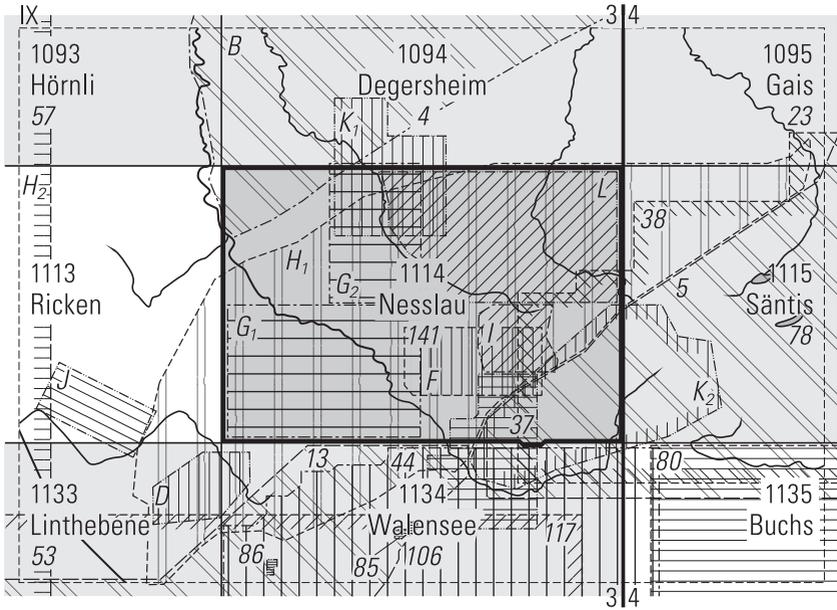


Fig. 16: Publierte geologische Karten (mit topografischer Grundlage).

BEILAGE

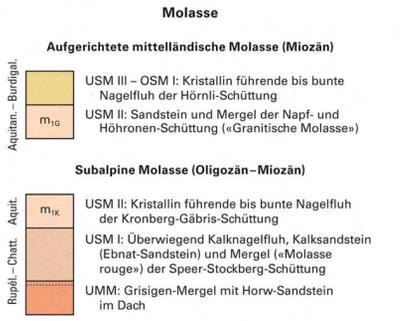
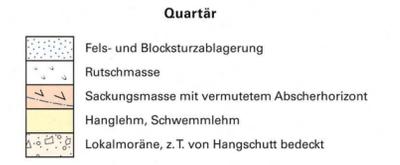
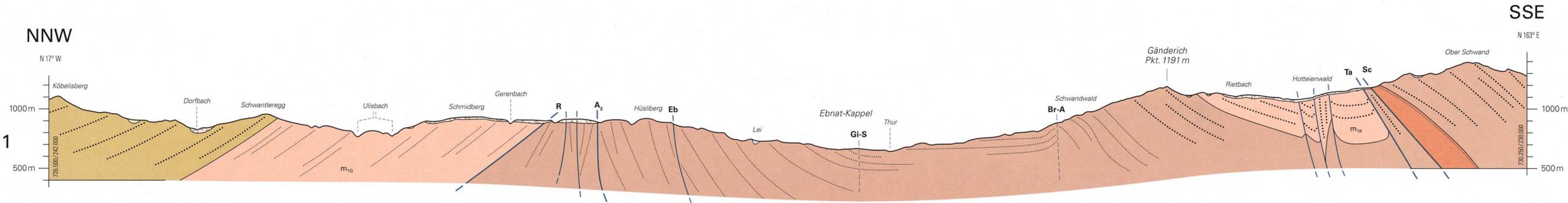
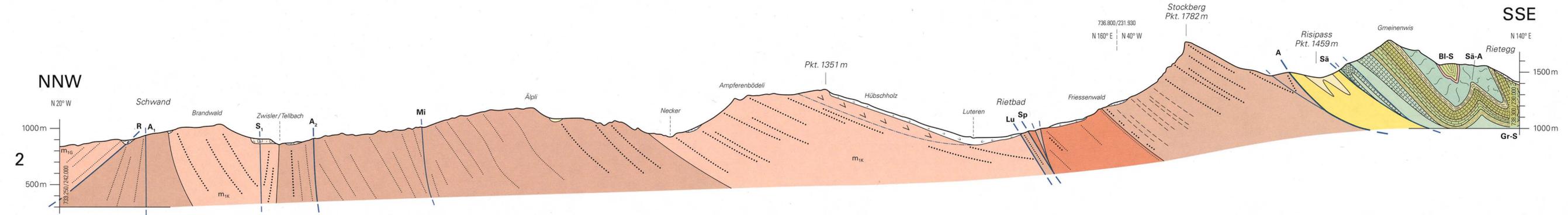
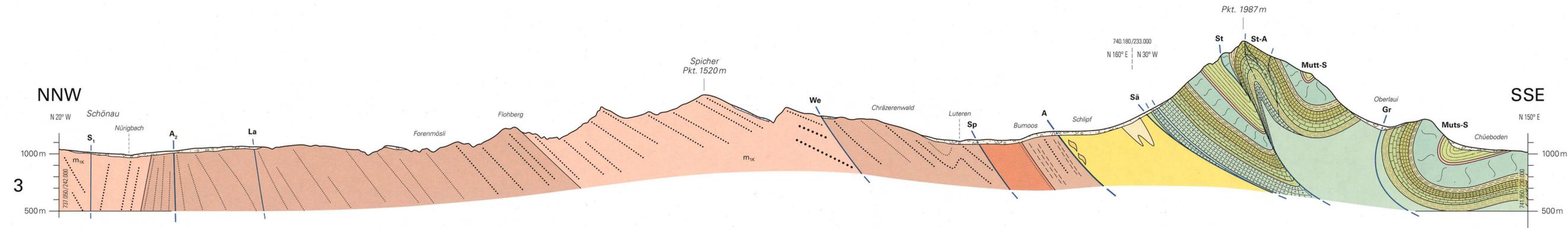
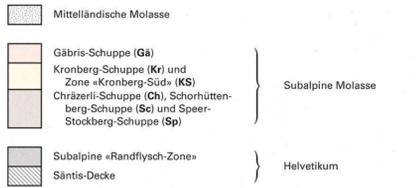
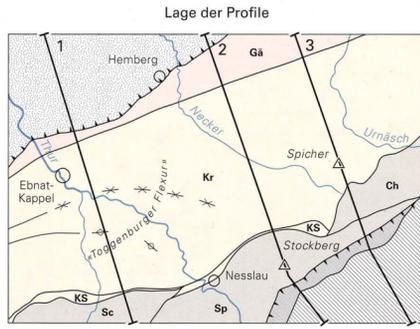
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Nesslau

Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Nesslau

von **Alfred Zaugg und René Löpfle**

unter Verwendung der Profile durch das Helvetikum von

Theo Kempf (1966)



- R** Randunterschiebung
- A₁, S₁** Störung im Kern einer Antiklinal- bzw. Synklinalzone
- A₂** Störung im Kern einer Antiklinalzone (Kronberg-Überschiebung)
- Br-A** «Breitenau-Antiklinale»
- Eb** Ebnat-Kappel-Störung
- Gi-S** «Giegenbach-Synklinale»
- La** Langgschwend-Störung
- Lu** Luterer-Überschiebung
- Mi** Mistelegg-Störung
- Sc** Schorhüttenberg-Überschiebung
- Sp** Speer-Überschiebung
- Ta** Tanzboden-Überschiebung
- We** Weissbach-Überschiebung
- A** Basale Überschiebung des Alpenrands (Helvetische Decken)
- BI-S** Blauschnee-Synklinale
- Gr** Gräppelen-Überschiebung
- Gr-S** Grueben-Synklinale
- Mutt-S** Mutschen-Synklinale
- Mutt-S** Mutte-Synklinale
- Sä** Säntis-Überschiebung
- Sä-A** Säntis-Antiklinale
- St** Stoss-Überschiebung
- St-A** Stoss-Antiklinale

- Überschiebung 1. Ordnung
- Überschiebung 2. Ordnung (Teildecken- bzw. Schuppengrenze)
- Störung i. Allg.
- Vermutete Spur einer Achsenebene im Gebiet der «Toggenburger Flexur»

