

# 1172 Muotathal

mit Teil von

## 1171 Beckenried

Erläuterungen

RENÉ HANTKE, O. ADRIAN PFIFFNER und YVES GOUFFON

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

Bundesamt für Landestopografie swisstopo  
[www.swisstopo.ch](http://www.swisstopo.ch)

2013

127

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

1:25 000

# 1172 Muotathal

mit Ostteil von  
1171 Beckenried

Erläuterungen

14 Textfiguren, 1 Tabelle und 1 Tafelbeilage

verfasst von  
RENÉ HANTKE, O. ADRIAN PFIFFNER und YVES GOUFFON

2013



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

### **Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis**

#### *Karte*

HANTKE, R. (2013): Blatt 1172 Muotathal, mit Ostteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 127.

#### *Erläuterungen*

HANTKE, R., PFIFFNER, O. A. & GOUFFON, Y. (2013): Blatt 1172 Muotathal, mit Ostteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 127.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag*

Falten im gut gebankten Kalk der Öhrli-Formation, oben durch Betlis-Kalk und Helvetischen Kieselkalk überschoben. Axenflue (Koord. 2689.800/1197.550). Foto Y. Gouffon, 2014.

#### *Karte*

Überlagerung des digitalen Höhenmodells swissALTI<sup>®</sup> mit der tektonischen Nebenkarte des Atlasblattes Muotathal.

#### *Erläuterungen*

Höllloch: Tropfsteingruppe in der Via Gloriosa. Foto Arbeitsgemeinschaft Höllochforschung AGH (Bildhöhe ca. 1 m).

### **Herausgeber**

© 2013, 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 978-3-302-40048-8



## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	4
Zusammenfassung .....	5
Résumé .....	6
Riassunto .....	7
Summary .....	8
Einführung .....	9
Stratigraphie .....	11
Infrahelvetikum .....	11
Nordhelvetischer Flysch .....	11
Mättental-Melange .....	12
Helvetikum .....	14
Axen-Decke .....	14
Trias .....	14
Jura .....	14
Kreide .....	18
Paläogen (Eozän) .....	24
Schächentaler Windgällen- und Wissenwand-Schuppen .....	26
Jura (inkl. früheste Kreide) .....	26
Drusberg-Decke .....	27
Kreide .....	27
Paläogen (Eozän) .....	38
Quartär .....	40
Tektonik .....	55
Infrahelvetikum .....	55
Nordhelvetischer Flysch .....	55
Mättental-Melange .....	56
Helvetikum .....	56
Axen-Decke .....	56
Schächentaler Windgällen-Schuppen .....	68
Wissenwand-Schuppe .....	68
Drusberg-Decke .....	70
Tektonische Entwicklung .....	72
Erdbeben .....	75
Rohstoffe .....	76
Bohrungen .....	77
Hydrogeologie .....	78
Ur- und Frühgeschichte .....	83
Literaturverzeichnis .....	85
Geologische Karten .....	97

## VORWORT

Die geologische Karte von Blatt 1172 Muotathal – Blatt Nr. 127 des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 – liefert einen aktuellen und umfassenden Überblick über die helvetischen Decken im Gebiet östlich des Urnersees.

Prof. Dr. René Hantke begann 1948 im Rahmen seiner Diplomarbeit mit der Kartierung des Atlasblattes. Ab 1954 führte er seine Arbeiten im Gebiet von Blatt Muotathal als externer Mitarbeiter der Schweizerischen Geologischen Kommission weiter und dehnte seine Aufnahmen auf die Gebiete der benachbarten Blätter Rigi, Ibergereg, Linthal, Einsiedeln und Klöntal aus. 1967 war das Gebiet des Atlasblattes Muotathal grösstenteils kartiert, jedoch ergänzte und überarbeitete R. Hantke bis 2009 mehrfach seine Aufnahmen. 1998 revidierte Dr. Daniel Bollinger (Kellerhals + Haefeli AG, Bern) die Rutsch- und Sackungsgebiete im Rahmen eines Mandates der Landeshydrologie und -geologie.

Die redaktionelle Bearbeitung der Karte und der Erläuterungen erfolgte durch Dr. Yves Gouffon, Redaktor bei der Landesgeologie. Diese Tätigkeit umfasste insbesondere auch die Überarbeitung der Kartierung der quartären Ablagerungen in bewaldeten Gebieten, die mittels einer auf das digitale Geländemodell swissALTI<sup>3D</sup> gestützten geomorphologischen Analyse durchgeführt wurde. Im Lauf der redaktionellen Bearbeitung steuerten verschiedene Personen namhafte Beiträge zur Karte und zu den Erläuterungen bei: Dr. Andres Wildberger (Arbeitsgemeinschaft Höllochforschung AGH und Dr. von Moos AG, Zürich), Pierre Gander (Dr. Heinrich Jäckli AG, Schwyz), Arnaud Malard (ISSKA, La Chaux-de-Fonds) und Walter Imhof (Muotathal). Prof. Dr. Adrian Pfiffner revidierte die Erläuterungen und komplettierte sie mit der Überarbeitung des Kapitels Tektonik. Als Präsident der Schweizerischen Geologischen Kommission koordinierte A. Pfiffner den externen Reviewprozess der Karte und der Erläuterungen. Die sorgfältig durchgeführten Begutachtungen stammen von Dr. Hanspeter Funk, Dr. Felix Renner und Prof. Dr. Stefan Schmid, dessen Beiträge die vorliegenden Erläuterungen vervollständigen. Weitere Begutachtungen und Beiträge steuerten Dr. Ursula Menkveld-Gfeller zu den paläogenen Formationen und A. Wildberger zur Karstmorphologie und zu den -phänomenen bei. PD Dr. Oliver Kempf und Dr. Reto Burkhalter von der Landesgeologie nahmen Kontrolllesungen des Erläuterungstexts vor; die kartografischen Arbeiten führten Remo Trüssel, Bruno Reber und Pascal Marguerat aus, den Schriftsatz gestaltete Evelyne Guanter (alle swisstopo).

Die Geologische Landesaufnahme dankt allen Personen und Stellen für die geleistete Arbeit, für ihre Beiträge und die Weitergabe von Daten.

Juni 2014

Bundesamt für Landestopografie  
Geologische Landesaufnahme

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Muotathal befindet sich östlich des Vierwaldstättersees bzw. des Urnersees. Die meisten Gesteine in dem Gebiet gehören zu den helvetischen Decken; nur der südwestliche Teil – die Südseite des unteren Schächentals – zeigt infrahelvetische Einheiten.

Östlich von Flüelen erstreckt sich der nordhelvetische Flysch. Darüber, im oberen Gruontal und in den kleinen Talkesseln südlich der Axen-Kette, befindet sich das im Rahmen der Kartenredaktion neudefinierte Mättental-Melange, dessen Name von einem dieser Talkessel herrührt. Dieses Melange vereint einen «Wyldflysch» mit bis zu kilometergrossen Blöcken, die lithologisch dem weiter östlich im Sernftal gelegenen «Blattengrat-Komplex» entsprechen.

Die Axen-Decke liegt auf dem Infrahelvetikum. Es handelt sich um die heute südlichste der helvetischen Decken. Die Sedimente dieser Decke wurden jedoch ursprünglich im nördlichsten Bereich des Helvetikums in der Zeitspanne von der Trias bis zum Paläogen abgelagert. Im Westen nur 4 km breit, nimmt diese Decke im Osten fast die Hälfte des Kartengebiets ein. Der obere Teil der Decke wird durch mehrere Überschiebungen in die Bächistock- und Silberen-Schuppen aufgeteilt. Der Deformationsstil der Axen-Decke ist stark von der Fazies beeinflusst und deshalb sehr heterogen. Mergelabfolgen zeigen plastisch-disharmonische Falten, während mächtigere Kalkpartien zerbrochen und verschuppt sind. Zahlreiche Brüche zerschneiden die Decke. Sie sind in der Schrattenkalk-Formation besonders ausgeprägt.

Die Drusberg-Decke wurde über die Axen-Decke überschoben und befindet sich nun nördlich davon, nördlich einer Linie Sisikon–Muotathal–Pragel. Die Sedimentabfolge dieser Decke weist auf ein südlicheres Ablagerungsgebiet als jenes der Axen-Decke hin. Das Alter der Gesteine umfasst – abgesehen von der Abfolge in der Wissenwand-Schuppe – lediglich den Zeitraum Kreide–Paläogen. Am Urnersee prägen gut sichtbare, kilometergrosse Falten die Drusberg-Decke. Die Drusberg-Decke ist auch von zahlreichen Brüchen durchsetzt, die, durch die Lithologie der Schrattenkalk- und Garschella-Formationen bedingt, in den Gebieten Morschach–Brunnen und Fronalpstock–Stoos besonders deutlich ausgeprägt sind.

Die Letzte Eiszeit hinterliess Spuren in Form von Moränen, die in der Umgebung des Urnersees reich an Kristallinerratikern sind. Morphologisch markante Moränenwälle spätglazialer Vorstösse prägen die oberen Teile des Bisistals und des Hüritals.

Viele Gebiete sind von Hanginstabilitäten geprägt; die Rutsch- und Sackungsgebiete können mehrere Quadratkilometer gross sein.

In den mächtigen Kalkformationen entstehen oft sehr markante Karsterscheinungen. Mit dem Höllloch-System und seinen mehr als 200 km vermessenen Gängen verfügt das Atlasblattgebiet über die grösste Karsthöhle in Westeuropa.

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Muotathal se développe à l'est du lac des Quatre Cantons, plus précisément du lac d'Uri. La plupart des roches qui le couvrent appartiennent aux nappes helvétiques; seule la partie sud-ouest – le versant sud du bas Schächental – montre des unités infrahelvétiques.

À l'est de Flüelenaffleure le Flysch nordhelvétique. Par-dessus se trouve le Mélange du Mättental, nouvellement défini dans le cadre de la rédaction de cette feuille. Il occupe le haut Gruontal et les petits cirques au sud de la chaîne de l'Axen et tire son nom de l'un de ces cirques. Ce mélange rassemble un «wyldflysch» et des blocs, voire des écailles de taille kilométrique, lithologiquement semblables au «Blattengrat-Komplex» situé plus à l'est, dans le Sernftal.

La nappe de l'Axen repose au-dessus des unités infrahelvétiques. C'est actuellement la nappe helvétique située la plus au sud, mais ses sédiments se sont déposés dans la partie septentrionale du bassin helvétique, du Trias jusqu'au Paléogène. Elle n'est large que d'à peine 4 km dans la moitié ouest de la carte, mais occupe presque toute la moitié est. Sa partie supérieure est découpée par plusieurs chevauchements qui délimitent les écailles du Bächistock et du Silberen. Le style de déformation de la nappe de l'Axen est fortement influencé par les différents faciès, et est donc très hétérogène. Les séries marneuses présentent des plis plastiques et disharmoniques, alors que les épaisses assises calcaires sont fracturées et écaillées. La nappe est recoupée par de nombreuses failles, particulièrement marquées dans la Formation du Schrattenkalk.

La nappe du Drusberg se trouve devant celle de l'Axen, après l'avoir chevauchée. Elle apparaît au nord d'une ligne Sisikon–Muotathal–Pragel. Ses sédiments ont une origine plus méridionale que ceux de la nappe de l'Axen, mais ne couvrent – si l'on excepte l'écaille de la Wissenwand – que l'espace chronostratigraphique Crétacé–Paléogène. Elle est marquée par de nombreux plis kilométriques, bien visibles sur la rive du lac d'Uri. De nombreuses failles recoupent les secteurs où affleurent les Formations du Schrattenkalk et de Garschella, en particulier ceux de Morschach–Brunnen et de Fronalpstock–Stoos.

La dernière glaciation a laissé des traces sous forme de moraines, riches en blocs erratiques cristallins en bordure du lac d'Uri. Des stades de récurrence tardi-glaciaires sont bien visibles dans les hauts du Bisistal et du Hürital.

De nombreux secteurs sont touchés par des instabilités de versant; des glissements de terrain et des tassements peuvent s'étendre sur plusieurs km<sup>2</sup>.

Les épaisses formations calcaires favorisent le développement d'un relief karstique parfois remarquable. Avec le réseau du Höllloch et ses plus de 200 km de galeries mesurées, la région de la feuille Muotathal possède la plus grande grotte karstique de l'Europe de l'ouest.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Muotathal si sviluppa a est del lago dei Quattro Cantoni, più precisamente il lago di Uri. La maggior parte delle rocce che lo compongono appartiene alle falde elvetiche; solo la parte sud-ovest – il versante sud della bassa Schächental – espone unità infraelvetiche.

A est di Flüelen affiora il Flysch nordelvetico. L'alta Gruontal e i piccoli circhi a sud della catena dell'Axen sono occupati dal Mélange del Mättental. Esso è stato definito recentemente nell'ambito della redazione del presente foglio e il suo nome deriva da uno di questi circhi. Il Mélange raggruppa un «wyldflysch», dei blocchi e persino delle scaglie chilometriche, litologicamente simili al «Blatten-grat-Komplex» situato più a est, nella Sernftal.

La falda dell'Axen riposa sopra unità infraelvetiche. Attualmente si tratta della falda situata più a sud, ma i suoi sedimenti si sono depositati nella parte settentrionale del bacino elvetico, dal Triassico fino al Paleogene. Se nella metà occidentale della carta la falda dell'Axen è larga appena 4 km, essa ne occupa quasi interamente la metà orientale. La sua parte superiore è attraversata da molteplici sovrascorrimenti che delimitano le scaglie del Bächistock e del Silberren. Lo stile di deformazione della falda dell'Axen è ampiamente influenzato dalle diverse facies ed è quindi molto eterogeneo. Le serie marnose presentano pieghe plastiche e disarmoniche, mentre gli spessi banchi calcarei sono fratturati e scomposti in scaglie. La falda è attraversata da numerose faglie, particolarmente marcate nella Formazione dello Schrattenkalk.

Dopo averla scavalcata, la falda del Drusberg si trova oggi davanti a quella dell'Axen. Essa appare a nord della linea Sisikon – Muotathal – Prigel. I suoi sedimenti hanno un'origine più meridionale di quelli della falda dell'Axen ma coprono unicamente lo spazio cronostratigrafico Cretacico-Paleogene, ad eccezione della scaglia della Wissenwand. Essa è marcata da numerose pieghe chilometriche, ben visibili sulla riva del lago di Uri. Molteplici faglie attraversano i settori in cui affiorano le Formazioni dello Schrattenkalk e di Garschella, in particolare quelli di Morschach – Brunnen e di Fronalpstock – Stoos.

L'ultima glaciazione ha lasciato tracce sotto forma di morene, ricche di massi erratici cristallini ai margini del lago di Uri. Stadi di ricorrenza tardiglaciali sono ben visibili nella parte alta della Bisistal e della Hürital.

Molti settori sono interessati da instabilità di versante; scivolamenti e soscendimenti possono estendersi su diversi km<sup>2</sup>.

Le potenti formazioni calcaree favoriscono lo sviluppo di un rilievo carsico, talvolta notevole. Con la rete dell'Höllloch e le sue gallerie di oltre 200 km misurate, la regione del foglio Muotathal possiede la più grande grotta carsica dell'Europa occidentale.

## SUMMARY

The area of the Atlas sheet Muotathal is located east of the part of Lake Lucerne named Lake Uri. Most rocks in this area belong to the Helvetic nappes; only the southwestern portion – the southern flank of the lower Schächental – shows Infrahelvetic units.

East of Flüelen extends the North-Helvetician Flysch. The Mättental Melange, newly defined within the scope of the map editing, is located in the upper Gruontal and in small cirques south of the Axen Range; his name comes from one of these cirques. This melange unifies a “wyldflysch” with blocks and kilometer-scale slices, which correspond lithologically to the “Blattengrat Complex” located further east in the Sernftal.

The Axen nappe overlies the Infrahelvetic units. Presently it is the southernmost Helvetic nappe, but the sediments of this nappe were originally deposited in the northernmost Helvetic region during the time span between the Triassic and the Paleogene. In the west it is only 4 km wide, but in the east this nappe occupies almost half of the map area. Repeated thrusting subdivided the upper portion of the nappe to form the Bächistock slice and Silberer slices. The deformation style of the Axen nappe is strongly influenced by the various facies and is therefore highly heterogeneous. Marl sequences show plastic disharmonic folds, while thicker limestone units are fractured and thrust. Numerous fractures dissect the nappe and are particularly pronounced within the Schrattenkalk Formation.

The Drusberg nappe was thrust above the Axen nappe and is now located north of it and the line of Sisikon – Muotathal – Prigel. Its sedimentary sequence indicates a southerly depositional area rather than that of the Axen nappe. Except for the sequence of the Wissenwand slices, the chronostratigraphy of the rocks spans only the Cretaceous – Paleogene. Numerous kilometer-scale folds are clearly visible in this nappe along the shore of Lake Uri. Large faults cut across portions of the Drusberg nappe where the Schrattenkalk and Garschella Formations outcrop, particularly in the areas of Morschach – Brunnen and the Fronalpstock – Stoos.

The last Ice Age left traces in the form of moraines, which are rich in crystal-line erratics in the vicinity of Lake Uri. Morphologically distinctive moraine walls of the last glacial advances characterize the upper parts of the Bisistal and Hürital.

Many areas are characterized by slope instability; zones of landslides and sacking can be as large as several square kilometres.

Very remarkable karstic features are commonly observed in the massive limestone formations. With the Höllloch system and its more than 200 km of measured galleries, the Atlas sheet area possesses the largest karstic cave system in Western Europe.

## EINFÜHRUNG

### Verdankungen

Im Feld begleitete mich (R. Hantke) über zwei Jahrzehnte H. Winterberg, Studen SZ. Informationen über die Geologie der Umgebung des Höllochls zwischen Furgglen, Fedli und Cholplatz (Muotatal) sowie über das Hölloch-System und Schichtfugen-Messungen im Bereich der Forschungsbohrung im Stalden verdanke ich Dr. A. Wildberger, Zürich, Kluftmessungen Prof. Dr. A. E. Scheidegger, Hinweise auf Quellen und Höhlen J. Betschart und P. Ulrich, Illgau, Kaplan A. Gwerder und F. Suter, Ried SZ, W. Kälin†, T. Langenegger, Muotathal, über Heidenhüttli F. Auf der Maur, Schwyz. F. Stauffer, Huttwil, und J. Gasser, Gersau, lieferten Fotos für Skizzen und gaben Hinweise zu Erratikern um Morschach und zu Strudellöchern. Gerne erinnere ich mich an Diskussionen im Quartier im Klausenhotel und in Spiringen mit meinem verstorbenen Blattnachbar Prof. Dr. W. Brückner.

### Geografisch-geologische Übersicht

Das Atlasblatt Muotathal mit Ostrand von Blatt Beckenried umfasst die Gebirge zwischen Unter Gibel und First in der Druesberg-Kette im Norden und der Axen-Kette vom Rophaien über Rossstock – Chinzig Chulm – Höch Pfaffen zur Schächentaler Windgällen (2763,8m) mit den oberen westlichen Nordhängen des Schächentals im Süden. Das Rückgrat bildet die Axen-Chaiserstock-Kette, die sich östlich des Wängi/Hürbach-Durchbruches in den Wasserberg-First fortsetzt. Im Westen wird das Kartengebiet vom Urnersee, im Osten von Quellbächen der Muota begrenzt, umfasst das Urwaldreservat Bödmeren und reicht bis zum Pragelpass.

Neben dem Muotatal und seinen Seitentälern, dem Hürital vom Chinzig und dem Starzental, umfasst das Kartengebiet das bei Sisikon in die Urnersee-Talung austretende Riemenstaldner Tal und nördlich von ihm und der Talung Goldplangg–Muotathal, das Fronalpstock-Stoos-Gebiet, das sich gegen NE in die Mulde von Illgau fortsetzt.

Geologisch umfasst das Atlasblatt den Bereich der Helvetischen Decken und das darunter liegende Infrahelvetikum. Zum Letzteren, im südlichen Teil des Atlasblattes aufgeschlossen, zählen der Nordhelvetische Flysch (Bedeckung des Mesozoikums des Aar-Massivs) und ein Melange, das unter den helvetischen Decken liegt. Zu den helvetischen Decken zählen die Axen-Decke und die Drusberg-Decke. Die Axen-Decke erstreckt sich quer durch den mittleren Teil des Kartengebiets und besteht aus mesozoischen und wenigen känozoischen Sedimenten. Die Drusberg-Decke im nördlichen Teil des Kartengebiets besteht haupt-

sächlich aus Kreideablagerungen, welche die Kette Fronalpstock – Chlingenstock – Sisiger Spitz – Schwarz Stock aufbauen. Die Falten der Decken sind von Querstörungen durchschert. Die wichtigsten verlaufen längs des Urnersees.

Die intensive Verkarstung führte zur Anlage von ausgedehnten Höhlensystemen. Berühmt ist das Hölloch-System. In den Kaltzeiten wurden die widerstandsfähigen Kalke der Hochflächen vom Eis überschliffen. Prägnante Moränenwälle von spätglazialen Stadien finden sich in der oberen Seenalp, zwischen Chaiserstock-Kette und Chinzerberg, und in der Ruosalp, in der SE-Ecke des Kartengebiets. In den steilen Hängen des Schächentals sowie in der NE-Flanke des Wasserbergs sind Sackungen verbreitet.

### **Wissenschaftshistorischer Abriss**

Die an den Steilwänden des Urnersees wirt gekneteten Gesteinsschichten mit ihren Schichtumbiegungen erregten früh das Erstaunen naturverbundener Reisender. Erste Notizen und Skizzen zum Gebirgsbau am Urnersee und der «Mulde» (Synklinale) zwischen Fronalpstock und Huser Stock hinterliess Johann Scheuchzer, der jüngere Bruder von Johann Jakob, Sekretär beim Bologneser Grafen L. F. Marsigli auf einer Reise, welche die beiden über den Urnersee führte (KOCH 1952, ELLENBERGER 1995, BRÜCKER 2011).

LUSSER (1829, 1841, 1842), Arzt und Naturforscher in Altdorf, zeichnete ein Profil vom Riemenstaldner Tal über Dibistock–Diepen ins Gruontal, die Schächentaler Windgällen, Lias-Falten am Klausen und Kleinfalten am Axen. ESCHER (1834) erkannte, dass Jura- und Kreide-Kalke vom Glärnisch zum Urnersee durchhalten und ergänzte K. F. Lussers Profil (ESCHER 1842).

STUTZ (1883) beschrieb fossilbelegte Detailprofile längs der Axenstrasse und erwähnte die Nummulitenkalke und «Flyschschiefer» von Riemenstalden zur Lidernen und Goldplangg. ALB. HEIM (1883) interpretierte die Tertiär-Abfolge am Axenmätteli als auf den Kopf gestellte «Mulde», kartierte das Dufourblatt 1:100 000 Altdorf–Chur und beschrieb es (ALB. HEIM 1891).

ARBENZ (1905) und A. Buxtorf (in TOBLER & BUXTORF 1906; BUXTORF 1908, 1912) deuteten Alb. Heims Axen-Profil (ALB. HEIM 1891) im Sinne der Deckentheorie. OBERHOLZER (1908a, b, 1933) brachte den Gebirgsbau zwischen Klausen und Pragel mit jenem der Glarner Alpen in Einklang. HAUSWIRTH (1913) bestätigte die Gliederung BUXTORFS (1908, 1910, 1912) und OBERHOLZERS (1908a, b) in der Chaiserstock-Kette und am Wasserberg und zeichnete eine geologische Karte und Profile.

Die geologischen Aufnahmen für den Bau des zweiten Gleises der Gotthardbahn (BRÜCKNER 1956a) und die Nationalstrasse am Urnersee (SCHINDLER 1969) verfeinerten die Kenntnis der komplizierten Tektonik am Ostufer des Urnersees. HANTKE (1961) deutete den Axen-Südlappen als westliches Äquivalent der Mürtschen-Decke. SCHINDLER (1969) ordnete den Axen-Südlappen einer Axen-Decke

s.str. zu. Die darüberliegenden tektonischen Einheiten zählte er ebenfalls zur Axen-Decke; er bezeichnete den Axen-Nordlappen als Schuppenzone und die Bächistock-Schuppe als Axen-Teildecke. Projekte zur Umfahrung von Sisikon und der Axen-Tunnel der NEAT erlaubten, die Profile mit Bohrungen zu festigen. Reflexionsseismik auf dem Urnersee bestätigten die Existenz von Blattverschiebungen.

## STRATIGRAPHIE

### INFRAHELVETIKUM

#### NORDHELVETISCHER FLYSCH

- o<sub>1E</sub>**      **Elm-Formation («Unterer Altdorfer Sandstein»)**  
**o<sub>1M</sub>**      **Matt-Formation («Oberer Altdorfer Sandstein»)**

Der frühholozäne «Altdorfer Sandstein», eine Abfolge mariner Grauwacken, Sand- und Tonsteine mit Sedimentstrukturen und fehlender Bodenfauna, zeigt 10-cm-Rippeln und auf Bankunterseiten Belastungsmarken.

Die tiefere *Elm-Formation* («Unterer Altdorfer Sandstein» sensu BUXTORF 1912 und BRÜCKNER 1937 = Sandstein von Attinghausen) wittert dunkelgrau an, ist tonig, plattig-schiefrig, meist feinkörnig mit tonig-siltigen Schichtfugen und verhielt sich duktil-plastisch (FRIESE 1986). Gegen oben wird die Abfolge rhythmisch dünnbankig, neigt zu Verfaltung und geht in den quarzreichen, dickbankigen bis massigen Sandstein der *Matt-Formation* (= «Oberer Altdorfer Sandstein» sensu BUXTORF 1912) über. Dieser wittert heller an, ist unten schräggeschichtet und bekundet einheitlichere Schüttung. Im Dach finden sich Bänke des Gruontal-Konglomerats.

#### *Gruontal-Konglomerat*

Die Gruontal-Konglomeratlagen der Matt-Formation zeigen in metertiefen Rinnen in gradiertem Sandstein grossmassstäbliche Schrägschichtung an. Am Höch Egg nördlich von Bürglen und im Gruontal bilden die Konglomeratlagen eine von Sandsteinen in einzelne Schüttungen unterteilte Abfolge. Gerölle mit Nummuliten in quarzreicher, verbackener Matrix belegen ihre Herkunft aus dem Eozän des Nordhelvetikums. Neben solchen ohne Herkunftshinweis – Gang-

quarze, Dolomite, dunkle Kalke – finden sich herkunftstypische Gerölle. Dazu zählen Aare-Granit, Quarzdiorit, Dioritaplit, Mylonite, Granat- und Zweiglimmergneise sowie Hornfels. Nach FRIESE (1986) wären Letztere allerdings penninischer und ostalpiner Herkunft. Diese Gerölle zeigen – auch im Dünnschliff – Ähnlichkeit mit Gesteinen nördlich von Sedrun (Blatt Amsteg, W. Huber in SCHUMACHER 1950). Weitere Komponenten sind dunkle Brocken von nordhelvetischem Seewen-Kalk in den nordhelvetischen Flysch-Schuppen im obersten Engelberger Tal, Helvetischer Kieselkalk, Mikrobrekzien und Gesteine der spätesten Kreide, Nummulitenkalke, paläogene Sandsteine und penninische(?) Gneise.

Eine Verdoppelung der nordhelvetischen Flysch-Abfolge wird durch das zweifache Auftreten des Gruontal-Konglomerats nahegelegt; im Dach der tieferen Abfolge finden sich südlich Ober Urmis bis 12 cm grosse Gerölle, im Dach der höheren Abfolge am Hubel bis 20 cm grosse Gerölle. Zwischen Hubel und Höch Egg sind es graue Kalke, bräunliche Sandsteine, dolomitische Sandsteine und Dolomite, Kieselkalke mit Silex-Knauern, Muskovit-Gneise, Gangquarze, Glimmerquarzte, schwarze Silexknollen und vereinzelt rote Radiolarite. Östlich von Getschwiler, Spiringen (Blatt Schächental), liegen bis 50 cm lange Gerölle von gerundetem «Altdorfer Sandstein» und bis 30 cm grosse von «Albarese-Kalk». Im Schächental keilt das Gruontal-Konglomerat gegen Osten aus, setzt aber im Glarnerland in der oberen Matt-Formation wieder ein (SIEGENTHALER 1974).

## MÄTTENTAL-MELANGE

Am Nordhang des unteren Schächentals und im Gruontal folgen im Hangenden des nordhelvetischen Flyschs zuerst km-breite Schuppen, bestehend aus einer dem «Blattengrat-Komplex» ähnlichen Abfolge aus Amden(?)-Mergel, Nummulitenkalk der Euthal-Formation (Einsiedeln-Member), Stad-Mergel(?) und zuoberst einem sandsteinreichen Flysch («Wildflysch»). Diese Abfolge ist jedoch nicht überall kohärent; der Nummulitenkalk ist oft nur in Form von Blöcken, die in der Nähe der Grenze zwischen Amden- und Stad-Mergel liegen, aber ebenfalls im «Wildflysch» anwesend. Im oberen Gruontal liegen im oberen Teil der Abfolge Blöcke von grünen quarzitischen Gesteinen, die als Taveyannaz-Sandstein interpretiert wurden (BUXTORF et al. 1916).

### **c<sub>11-13</sub> Amden(?) -Mergel, «wangartiger» Kalk (Späte Kreide)**

Dieser «infrannummulitische» grau anwitternde, dunkle Mergel erinnert lithologisch stark an den spätkretazischen Amden-Mergel, doch konnten darin keine stratigraphisch leitenden Foraminiferen gefunden werden. Im oberen Teil folgen zuweilen «wangartige» Kalkbänke.

**e<sub>3</sub> Euthal-Formation (Einsiedeln-Member, frühes Eozän)**

Im Melange treten harte Kalkblöcke von unterschiedlicher Grösse auf. Sie bestehen aus gelblich anwitterndem Nummuliten- und Alveolinenkalk und sind gelegentlich sandig. Sie werden dem früheozänen (Yprésien) Einsiedeln-Member der Euthal-Formation zugeordnet.

Eine Abfolge mit Nummulitenkalken, die an Vorkommen im hintersten Linthtal erinnert, liegt auch im unteren Schächental und im Gruental vor, wo ARN. HEIM (1908) in den Nummulitenkalken unterhalb von Obflue nordwestlich von Spiringen *Nummulites millecaput* var. *minor* und *N. gallensis* festgestellt hat. FREY (1965) fand diese Fossilien zusammen mit *Assilina major* in der oberen Nummulitenkalk-Fluh über Butzli (Koord. 2694.04/1195.09/1820 m) und im Phosphorit-horizont im Dach mit Brachiopoden, Muscheln und Seeigeln.

**e<sub>4-6</sub> Stad-Formation (Eozän)**

Der «supranummulitische» hellgraue, oft gelblich anwitternde schiefrige Mergel hat keine Mikrofauna geliefert. Er ist der Stad-Formation zuzuordnen. Auf Selez, im Mättental und im unteren Holderbach (Koord. 2695.015/1194.13/1240 m) geht der Stad-Mergel gegen oben in einen dunklen, spröden, siltigen, schiefrigen Kalk über (FREY 1965, S.100f).

**o<sub>IT</sub> Taveyannaz-Formation (frühes Oligozän)**

Auf Hüenderegg und im oberen Gruental liegen im oberen Teil des «Wildflyschs» Sandsteinblöcke («Ahornen-Schichten» von FREY 1965). Sie enthalten andesitisch-tuffitische Gesteinsbruchstücke und werden aus diesem Grund der Taveyannaz-Formation zugeteilt. Sie sind mit Dachschieferlagen assoziiert. Ob diese Blöcke beim Überfahren durch die Axen-Decke an der Basis mitgeschleppt oder früher im Melange eingeschlossen wurden, ist unklar. Altersmässig ist der Taveyannaz-Sandstein ins frühe Oligozän zu stellen (RUFFINI et al. 1997).

Grünliche Taveyannaz-artige Sandsteine in ähnlicher tektonischer Stellung stellte OBERHOLZER (1933, S. 456) am Klausenpass (Blatt Tödi) und auch im von Spiringen (Blatt Schächental) ins Gruental verlaufenden schiefrigen «Wildflysch» fest.

**f<sub>w</sub> «Wildflysch»**

Von Rüteliegg, südlich vom Rophaien, bis Obflue am Südrand des Blattgebiets SW des Gamperstocks stellen sich unter der Überschiebung der Axen-Decke braune dünnplattige Sandsteine, graue schiefrige Mergel und schwarze tektonisch verwürgte Tonsteine mit quarzreichen, von Kalzitadern durchsetzten Knollen ein.

Im Dach des «Wildflyschs» folgt am Hüenderegg eine Abfolge von braun anwitterndem, schiefbrig zerfallendem, grünlichem Sandstein und plattigem Tonstein. Diese kann mit den von FREY (1965) als Malor- und Ahornen-Schichten im hinteren Linthtal beschriebenen Abfolgen verglichen werden.

## HELVETIKUM

### AXEN-DECKE

Die Abfolge der Axen-Decke – benannt nach der Axen-Kette östlich des Urnersees – reicht von der mitteltriassischen Röti-Formation über Jura und Kreide bis in die späteozäne Stad-Formation (Fig. 1).

### Trias

$t_{II}$         **Röti-Formation**  
 $t_{III}$        **Quarten-Formation**

Auf der Nordseite des Schächentals treten auf Sidenplangg und Ober Gisleralp gelblich anwitternder Röti-Dolomit und roter und grüner schiefriger Tonstein der Quarten-Formation zutage. Die Gesteine sind versackt und finden sich auch in Rutschgebieten westlich der Oberen Gisleralp und gegen Chinzig Chulm. Die Mächtigkeit der gesamten Triasabfolge kann 20 m erreichen.

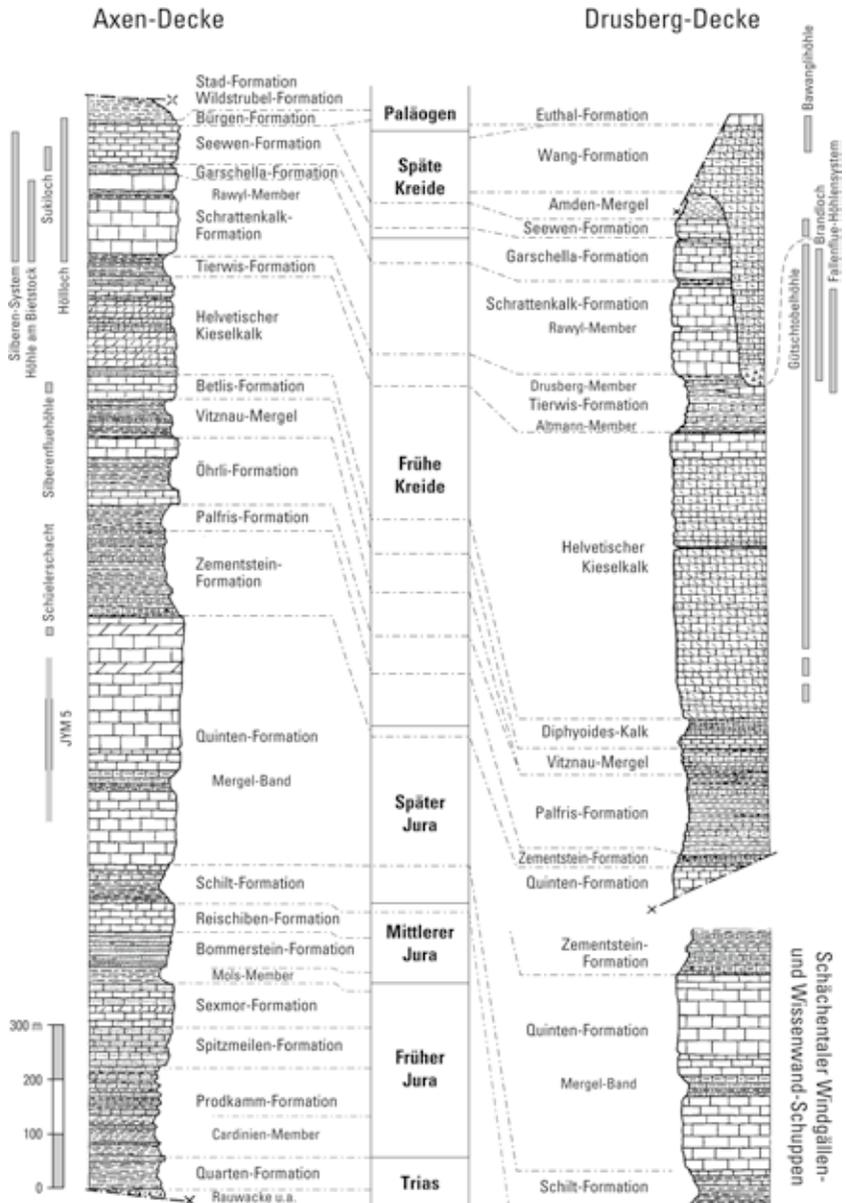
### Jura

#### Früher Jura («Lias»)

Der neritische Lias ist im unteren Schächental geringmächtig. Erst gegen den Klausenpass wird er mächtiger; stratigraphisch am vollständigsten ausgebildet ist er im Bisistal. BRÜCKNER (1937) und TRÜMPY (1949) haben mit Detailprofilen die

---

Fig. 1: Sammelprofile der Axen- und der Drusberg-Decke, mit Ausdehnung der wichtigsten Höhlensysteme. Zusammengestellt von A. Wildberger nach Unterlagen von ARBENZ (1905), BAYER (1982), BÖGLI & HARUM (1981), BURGER & STRASSER (1981), DOLLFUS (1965), FRIEDL & ZURBRÜGG (1988), HANTKE (1961), HAUSWIRTH (1913), HERB (1988), JEANNET (1941), KORNER (1978), KUGLER (1987), OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978), OBERHOLZER (1933), SCHINDLER (1959, 1969), STACHER (1980), TRÜMPY (1949) und ZIMMERMANN (1936).



lithologische Gliederung von OBERHOLZER (1933) verfeinert; TRÜMPY konnte W. Brückners Profile seiner Glarner Gliederung angleichen.

An der Nordflanke des Schächentals sind meist nur die höheren Schichtglieder (Spitzmeilen- und Sexmor-Formation) aufgeschlossen.

### **I<sub>1-2</sub> Prodkamm-Formation**

Nach TRÜMPY (1949) sind die ältesten Lias-Gesteine im Bisistal der oberen Hälfte der mittleren oder der oberen «Prodkammserie» zuzuordnen. Zwischen Sali und Eigeli hat er folgende Abfolge beschrieben: 1 m hellgrüner Quarzit, dann 13 m fahlgrüner bis grauer schiefriger Ton- bis Sandstein, wechselnd mit Schalen-trümmerkalk und Kalksandstein; darüber stellt sich eine 22 m mächtige Wechsel-folge von ca. 4 m dicken Bänken aus meist schiefrigem Ton- und Sandstein ein, dann folgen 20 m Kalksandstein mit schiefrigen Mergellagen.

### **I<sub>3</sub> Spitzmeilen-Formation**

Die Spitzmeilen-Formation setzt mit rostfleckigen, durch glimmerige schiefrige Mergellagen getrennte Sandsteinbänke mit groben Quarzkörnern ein («Spitzmeilenserie» TRÜMPY 1949). Dann folgt grobkörniger Sandkalk mit Gryphäen, oolithischer und muschelreicher Kalk, gefolgt von feinspätigem Kiesel- und Feinsandkalk mit Silixknollen und eisenschüssigem Kalksandstein. Nach 1–2 m schiefrigem Feinsand folgt braungrau gebänderter grober Sandkalk mit Ankerit und Quarzkörnern bis 5 mm. Dunkler Echinodermenkalk mit dickschaligen Muscheltrümmern bildet die Obergrenze. Die Mächtigkeit bewegt sich im Blattbereich um 30–60 m.

### **I<sub>4-5</sub> Sexmor-Formation**

Die Sexmor-Formation («Sexmorserie» TRÜMPY 1949) ist im hinteren Bisistal, unterhalb Eigeli östlich des Sali-Stausees, 80–85 m mächtig. Sie beginnt mit Echinodermenkalk mit Schalen-trümmern, leitet in eine Wechselfolge von Kieselkalk und Sandkalk mit Ankerit und Phosphorit über und endet unter Moräne mit spätem Echinodermenkalk. In den Rundhöckern von Milchbüelen (Blatt Linthal) und Bergen tritt später, schräggeschichteter Echinodermenkalk mit Belemniten auf.

### **Mittlerer Jura («Dogger»)**

Die drei von OBERHOLZER (1933) unterschiedenen Schichtglieder «Obere Lias-Schiefer» (= «Untere Aalénienschiefer» TRÜMPY 1949), Eisensandstein und Echinodermenbrekzie hat DOLLFUS (1965) in «Molser-», «Bommerstein-» und

«Reischibenserie» umbenannt. MENKVELD (1995) verwendete regelkonform die Bezeichnungen Mols-Member (Member der Bommerstein-Formation), Bommerstein-Formation und Reischiben-Formation. Der Fossilhorizont des Blegi-Eisenooliths bildet den Abschluss der Reischiben-Formation. Nach KUGLER (1987) bildete sich dieser auf pelagischen Schwellen als strömungsbedingtes Kondensations sediment, was die pelagische Fauna zeigt; KUGLER schliesst festländische Erosion aus.

Auf der Südseite der Axen-Kette sind die Formationen des Mittleren Juras vom Gruontal bis Chinzig-Gamperstock tektonisch reduziert.

Im mittleren Bisstal, am Aufstieg von Schwarzenbach zum Bärensol, ist der Mittlere Jura knapp 150 m, unterhalb der Glattalp und am Alpler Stock noch 120 m mächtig (OBERHOLZER 1933, S.264f.). Dunkelroter Eisensandstein und roter Echinodermenkalk sind reduziert. Der Blegi-Eisenoolith tritt beidseits des Bisstals bis Ruosalper Chulm auf.

## **a<sub>2</sub> Bommerstein-Formation**

### **l<sub>6</sub>-a<sub>1</sub> Mols-Member**

Der untere Teil der Bommerstein-Formation, das Mols-Member, umfasst mächtigen schiefrigen Tonstein und Mergel des spätesten Toarciens bis frühesten Aaléniens mit *Leioceras opalinum* (REIN.) und *L. unicum*. Gegen oben gehen diese in knorrigem schiefrigen Sand- und Tonstein der Bommerstein-Formation über; die Fazies wird bathyaler.

Der obere Teil der Bommerstein-Formation («Obere Aalénienschiefer» TRÜMPY 1949) umfasst schiefrigen, knorrig-gebankten Eisensandstein, roten Echinodermenspatkalk, Sandkalk, Tonstein und Quarzit des Aaléniens. Südlich vom Chinzig Chulm bewegt sich die Mächtigkeit der Formation, hier quarzreiche Schieferlagen und Quarzsandstein, um 40–50 m.

## **a<sub>2</sub>-i<sub>3</sub> Reischiben-Formation, Blegi-Eisenoolith**

Die Reischiben-Formation umfasst folgende lithologische Einheiten:

- unterer sandiger Kalk,
- oberer Spatkalk (graue Echinodermenbrekzie),
- der lokale Fossilhorizont von Guppen (BIRCHER 1935), *subfurcatum*- und *garantiana*-Zone des mittleren–späten Bajociens,
- Blegi-Eisenoolith: Eisenooide in einer Kalkmatrix.

Südlich vom Chinzig-Chulm besteht die Reischiben-Formation basal aus 10–15 m hämatitischem rötlichem Echinodermenkalk und darüber 30–35 m grauem Spatkalk.

Im Bisistal bildet der Blegi-Eisenoolith eine Bank von 0,3–1 m Mächtigkeit. Weiter östlich haben JEANNET (1920) und BIRCHER (1935) aus der gleichen Bank eine reiche Fauna beschrieben. Bei der Neubearbeitung der Fundstellen am Glärnisch (Bärentritt und Darliruns auf Blatt Klöntal, Oberblegi und am Südfuss des First im Bächital auf Blatt Linthal) fand DOLLFUS (1961, 1965) meist Fossilien des Bathoniens, neben Formen des späten Bajociens und frühen Calloviens.

### Später Jura («Malm»)

#### **i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation**

Zwischen Brunalpeli und Napf erlaubt die Saigerstellung der Schilt-Formation in der Bös-Fulen-Antiklinale (Blatt Linthal) ein gutes Detailprofil (HANTKE 1961). Über dem Blegi-Eisenoolith folgen wenige Meter graugelblicher knolliger Kalk («Unterer Schilt-Kalk»), einige Zehner von Metern dünnschiefbrigem Mergel («Schilt-Mergel»), weitere Zehner von Metern gegen oben mächtiger werdende Bänke von gelblich anwitterndem Kalk («Oberem Schilt-Kalk», Mürtschen-Member von KUGLER 1987).

#### **i<sub>5-8</sub> Quinten-Formation**

Wo der Malm nicht verschuppt ist, sind zwischen «*Untere*m» (i<sub>5-6</sub>) und «*Oberem Quintner Kalk*» (i<sub>8</sub>) mehrere Zehner von Metern dünnplattig-knolliger Kalk entwickelt: das *Mergelband* (i<sub>7</sub>). Mit dünnbankigem Kalk und mergeligen Kalklagen erscheint es in der Axen-Kette nördlich vom Hüttenboden (Koord. 2693.2/1197.0), wo die Mächtigkeit etwa 25 m beträgt. Gegen Osten wird es – infolge Zerscherung der Quinten-Formation – unterschiedlich deutlich.

Im oberen Quinten-Kalk treten neben feinkörnigen Lagen auch dolomitische Lagen und körnige Dolomitbänke auf, die Belemniten und *Calpionella alpina* LOR. enthalten. Diese Fossilien weisen den oberen Quinten-Kalk ins Tithonien. Die feinkörnigen pelagischen Sedimente gehen oben in Flachwassersedimente mit koralligen Einlagerungen (?Tros-Kalk) über.

## Kreide

#### **c<sub>1Z</sub> Zementstein-Formation**

Die Zementstein-Formation besteht aus schwarzgrauem Mergel, wechselagernd mit hellerem Mergelkalk. Gegenüber dem obersten Quinten-Kalk wurden diese Sedimente in etwas tieferem Wasser in submariner Hanglage abgelagert; sie enthalten Slump-Horizonte und klastischen Kalk («Gassen-Kalk», HANTKE 1949, 1961, SCHINDLER 1959).

**c<sub>1P</sub> Palfris-Formation**

Die Palfris-Formation («untere Öhrli-Mergel» auct.) umfasst siltig-sandigen bis tonigen Mergel mit Fossiltrümmer führendem Mergelkalk. Sie ist nach der Fauna ins frühe bis späte Berriasien zu stellen (BURGER & STRASSER 1981).

**c<sub>1Ö</sub> Öhrli-Formation**

In der Axen-Decke umfasst die Öhrli-Formation (spätes Berriasien):

- «unterer Öhrli-Kalk»
- «obere Öhrli-Mergel»
- «oberer Öhrli-Kalk»

Der bräunlich anwitternde «untere Öhrli-Kalk», 15–25 m mächtig, wird vom fossilreicheren, in einem lagunären Becken 30–50 m unter der Wellenbasis abgelagerten «oberen Öhrli-Mergel» bedeckt. Der «obere Öhrli-Kalk», bis 100 m mächtig, wittert hellgrau an, besteht aus gerollten Bioklasten und aufgearbeiteten Sedimentpartikeln, ist gut gebankt, spätig und enthält oolithische Lagen. Im Dach ist er fossilreich, mit Austern und dickschaligen Gastropoden, wobei Ammoniten fehlen. Die Ablagerung erfolgte auf einer Plattform im Wellenbereich. Gegen Süden wird der oolithische fossiltrümmerreiche Kalk durch Mergel ersetzt, so auf Schön Chulm und vom Siwfass zum Hagelstock. Westlich des Spilauer Sees sind der untere und «obere Öhrli-Kalk» stärker von Mergellagen durchsetzt, was sich durch intensivere Verfaltung und Verschuppung manifestiert. Die beiden Kalkabfolgen bekunden jeweils ein Vorrücken der Küste gegen Süden.

**c<sub>2V</sub> Vitznau-Mergel**

BURGER & STRASSER (1981) haben für diese biostratigraphisch nur schwierig genauer einzustufende Formation, anhand eines Profils an der NW-Seite des Vitznauer Stocks, den Namen *Vitznau-Mergel* vorgeschlagen, von BURGER (1986) als Formation definiert.

Der auf einen Flachwasser-Kondensationshorizont mit Austern – *Arctostrea rectangularis* (ROEM.) und *Exogyra couloni* (D'ORB.) – folgende bräunliche Mergel (früher als «Valanginien-Mergel» bezeichnet) nimmt von den unteren zu den oberen Schuppen der Axen-Decke von 40 auf 80 m zu. Der tiefere Teil des Vitznau-Mergels besteht aus einer Wechselfolge von Mergel und Mergelkalk. Auf der Südseite des Wasserbergfirst finden sich im Fossilhorizont über der obersten Öhrli-Kalkbank Bergkristalle («Öhrli-Diamanten»).

**c<sub>2B</sub> Betlis-Formation**

Über dem Vitznau-Mergel stellt sich das *Spitzeren-Member* der Betlis-Formation, eine wandbildende Kalk-Mergel-Abfolge, ein. Diese unterscheidet sich vom

Öhrli-Kalk durch den im unteren Teil gelbbraunlichen «Spitzeren-Kalk»; dann folgt kalkig-sandiger «Spitzeren-Mergel». Am Hundstock ist der Spitzeren-Mergel relativ kalkig ausgebildet.

Darüber folgt der schwach gelblich anwitternde biogene *Betlis-Kalk* der Betlis-Formation. Dieser bioklastische Flachmeerkalk mit Fragmenten von Pectiniden und Brachiopoden enthält dunkle Kieselknollen.

Die Abfolge von Spitzeren-Member und Betlis-Kalk erscheint als gebankte Kalkwand. Am Wasserbergfirst fand HAUSWIRTH (1913) altersweisend *Thurmannites thurmanni* (PICT.).

Über dem Betlis-Kalk stellen sich einige Dezimeter bis wenige Meter grobsandiger Sandkalk ein, ein Äquivalent des *Pygurus-Members* («Pygurus-Schichten») im Säntis-Gebiet (nach *P. rostratus* AG., einem flachen Seeigel, benannt). Dieser Sandkalk, im Silberen-Gebiet nur geringmächtig, fehlt am Wasserberg. Die Verteilung der Quarzkörner im oberen Betlis-Kalk und im Pygurus-Member deutet auf Schüttung von Osten (FUNK 1971); oberster Betlis-Kalk und Pygurus-Member wurden dabei lokal vor der Ablagerung des Helvetischen Kieselkalks erodiert.

Isolierte Vorkommen von Kalken der Betlis-Formation treten auch in der Toralp-Schuppe auf. Sie liefern somit ein gewichtiges fazielles Argument für die tektonische Zuordnung der Toralp-Schuppe zur höchsten Axen-Decke, sind doch die altersgleichen Lithologien in der Drusberg-Decke als Diphyoides-Kalk ausgebildet.

### c<sub>3</sub>      **Helvetischer Kieselkalk**

Über dem Betlis-Kalk oder dem Pygurus-Member stellt sich zuweilen ein phosphoritisch-glaukonitischer Kondensationshorizont ein (BUXTORF 1907, HALDIMANN 1977): die *Gemsmättli-Bank* («Gemsmättli-Schicht»).

Darüber, oder direkt über dem Betlis-Kalk bzw. dem Pygurus-Member, folgt der mächtige eigentliche Helvetische Kieselkalk. In der Axen-Decke umfasst er meist fünf Glieder:

- «Schiefriger Kieselkalk»
- «Unterer Kieselkalk»
- Glaukonitisches Lidernen-Member
- «Oberer Kieselkalk»
- Glaukonitischer Echinodermenkalk

Die düster graubräunliche bis schwarz-braune dickbankige Abfolge hat vom Axen-Südlappen bis in die Bächistock-Schuppe eine Mächtigkeit um 180 m. Schrägschichtung deutet auf Wellenenergie in untiefem Wasser hin. Nordexponierte Wände sind oft von weissen Flechten, *Stenhammerella*, exponierte Partien von orangefarbenen bedeckt. Ein bräunlich anwitterndes glaukonitisches Band,

das *Lidernen-Member*, erlaubt eine Gliederung in «Unteren» und «Oberen Kieselkalk».

Das Typusprofil des Lidernen-Members liegt am Liderner Plänggeli (Koord. 2697.650/1197.380; R. Hantke in SCHINDLER 1959, S. 41, HANTKE 1961, S. 79). Am Rossstock lieferte dieses Member neben Phosphoritknollen eine Cephalopoden-Fauna mit *Duvalia* sp., *Hibolites* sp., *Phylloceras perlobatum* (SAYN), *Hemilytoceras sutile* (OPP. in ZITT.), *H. sequens* (VAC.), *Protetragonites* sp., *Subsaynella sayni* (PAQUIER), *Barremites* sp., *Hamulina* sp. sowie *Pseudomelania gernani* PICT. & CAMP., *Eudesia marcoussana* D'ORB. und *Toxaster retusus* (LMK.) var. *sentisianus* DES. (HANTKE 1961, FUNK 1971).

Im Unterschied zur Faziesentwicklung in der Drusberg-Decke stellt sich im Dach des «Oberen Kieselkalks» der Axen-Decke ein relativ mächtig entwickelter glaukonitreicher Echinodermenkalk ein. Von Rapperslau in der Chaiserstock-Kette hat HAUSWIRTH (1913) kleine Belemniten und *Salenia acupicta* DES., einen kleinen Seeigel, erwähnt, den DESOR (1855) aus dem «Néocomien» von Neuenburg beschrieben, daneben eine Zugehörigkeit zu *Peltaster stellulatus* AG. erwogen hat.

#### c<sub>4</sub> Tierwis-Formation

Das gelblich-braun anwitternde, glaukonitische, oft fossilreiche, zwischen 3 und 20 m mächtige *Altmann-Member* mit *Aetostreon latissima* LMK., Brachiopoden, Belemniten und vereinzelt Nautiliden bekundet eine Kondensation von jüngsten Hauterivien ins mittlere Barrémien. Darüber folgt, mit dünnschiefriem Mergel beginnend, das *Drusberg-Member*, eine Wechselfolge von hell bräunlichem bis grauem Mergel und Mergelkalk. Die Kalkbänke lösen sich, diagenetisch bedingt, in Knollen auf. Gegen oben nimmt der Mergelanteil ab; der Kalk wird dem des Schrattenkalks ähnlich. Die Fauna, oft Lagen von *Exogyra sinuata*, die Sinuata-Bänke, deutet auf Flachwasser.

Im unteren Hürital trat am Fuss der Ostwand eine *Astarte gigantea* LEYM. nahestehende Zwischenform von *A. gigantea* und *A. buchi* auf. In der Rapperslau fand HAUSWIRTH (1913) einen Ammoniten, *Lytoceras* cf. *varicostatum* UHLIG. An der Hundstock-Ostwand folgen nach 4 m Altmann-Member 40 m Drusberg-Member mit *Pinna* sp., *Aetostreon latissima* und *Exogyra sinuata*. Altersmässig sind diese ins mittlere-späte Barrémien zu stellen (BETTENSTAEDT 1957, BRIEGEL 1972). Ein zeitliches Äquivalent der *Chopf-Bank* findet sich im Axen-Nordlappen an der Axenstrasse als fossilreicher Mergelkalk mit *Aetostreon latissima*, grossen Terebrateln und Rhynchonellen, Pectiniden, *Platystrophia brunneri* (MER.) und *Trochotiarota rotularis* (AG.).

#### c<sub>4-5</sub> Schrattenkalk-Formation

Der hellgrau anwitternde wandbildende Schrattenkalk ist durch das Rawil-Member (c<sub>5R</sub>; «Untere Orbitolinenschichten», «Mittlerer Schrattenkalk») in einen «unteren» (c<sub>4-5u</sub>) und einen «oberen Schrattenkalk» (c<sub>5o</sub>) gegliedert.

Der «untere Schrattenkalk» ist in der ganzen Axen-Decke gut entwickelt; seine dickbankige rezifale Fazies ist, im Gegensatz zum Drusberg-Member, fossilarm.

Das Rawil-Member besteht aus einer Wechselfolge von mergeligen Kalk und Mergel mit kleinen Seeigeln (*Pygaulus desmoulini* und *Heteraster oblongus* [DELUC] BRNGT.), Rhynchonellen, Terebrateln, Nerineen, Panopaeen, Gastropoden und massenhaft Orbitolinen. Zuoberst treten für die Axen-Decke der Zentralschweiz charakteristische siltige Bänke auf. Ein Detailprofil durch die 34 m mächtige, fossilreiche Abfolge liefert der Grat zwischen Hundstock und Pkt. 2018 m (vgl. Fig. 9; HANTKE 1961).

Terrigene Sand- und Ton-Einschwemmungen zeichnen sich im obersten Rawil-Member von Bächistock- und Silberen-Schuppen ab.

Fossilreich ist das Rawil-Member auch zwischen Fedli und Plätsch und auf Mittlist Weid östlich von Hinterthal mit *Pleurotomaria* cf. *saleviana* DE LOR., *Janira* cf. *atava* ROEM., *Harpagodes pelagi* BRNGT., «*Terebratula*» *sella* SOW., «*T.*» *biplicata* SOW., «*Rhynchonella*» *depressa* BRNGT., *Heteraster oblongus* BRNGT., *Zeilleria tamarindus* D'ORB., *Sulcirhynia gibbsiana* (SOW.) und *Palorbitolina lenticularis* (OBERHOLZER 1933, S. 350f.).

Die Bildung des dickbankigen bioklastischen Kalks erfolgte auf einer Karbonatplattform. Korallenriffe treten in der Axen-Decke zurück; dagegen erscheinen – lagenweise gehäuft – die Rudisten *Agriopleura* und *Requienia*. Neben *Palorbitolina* dominieren Milioliden und die kalkabscheidende Grünalge *Salpingoporella mühlbergi* DE LOR. Nördlich des Ochsenblätzli, südlich von Hinterthal, fand HAUSWIRTH (1913) im «oberen Schrattenkalk» eine Lage mit *Thamnastraea*, am Achslenstock *Nerinea renauxiana* D'ORB. und «*Rhynchonella*» *lata* D'ORB., J. Gasser im Steinbruch Schönenbuech eine vollständige *Requienia ammonica*.

Auf Mänzigried, südöstlich von Sisikon, transgrediert die Garschella-Formation auf den Schrattenkalk, während am Ostufer des Urnersees die paläogene Bürgen-Formation (MENKFELD-GFELLER 1997) direkt auf den «oberen Schrattenkalk», am Westufer (Blatt Beckenried) auf das Rawil-Member, lokal gar bis auf den «unteren Schrattenkalk» hinunter greift.

### **c<sub>6-8</sub> Garschella-Formation**

Die sandig-kalkige und mergelig-glaukonitische Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987; «Helvetischer Gault» auct.) ist in der Axen-Decke in Brisi- und Selun-Member gegliedert.

### **c<sub>6B</sub> Brisi-Member**

Das Brisi-Member besteht aus *Brisi-Sandstein*, tonig-sandigem Sediment mit Sandlagen, und dem biodetritischen *Brisi-Kalk*, einem Biosparit mit Ooiden, Echinodermentrümmern, Muscheln, Bryozoen, Quarz und Glaukonit. Flache Schrägschichtung widerspiegelt Strömungsaktivität.

In der Axen-Decke beginnt die Abfolge über scharfer Grenze lokal mit wenigen Metern glaukonitischem Brisi-Sandstein, meist aber mit bis 5–15 m spätem Brisi-Kalk.

### c<sub>6-8S</sub> Selun-Member

Am Stöckli (1976 m), im Nordosten der Chaiserstock-Kette, folgt über dem Brisi-Member mit scharfer Grenze die 15–25 cm mächtige *Twäriberg-Bank* («Twäriberg-Schicht»), ein Glaukonitsandstein mit aufgearbeitetem Brisi-Kalk und phosphorischen Steinkernen mit *Douvilleiceras mammilatum* (SCHLOTH.). Es folgen glaukonitarmer siltiger Mergelschiefer mit Fossillagen («Flubrig-Schichten»), dann glaukonitische Kalkbänke mit Siltsteinlagen, («Wirren-Schichten»); beide wurden von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) als *Sellamatt-Schichten* zusammengefasst. Diese gehen über in eine glaukonitreichere, 10–20 m mächtige Abfolge von hellen, gegen oben kleiner werdenden Kalkknollen («Knollenschichten»), gefolgt von dunklem Grünsandstein; beide Lagen gehören zu den *Aubrig-Schichten*. Die glaukonitische *Kamm-Bank* («Kamm-Schicht», «Turriliten-Schicht»), ein Fossil-Kondensationshorizont, zeichnet sich durch gerollte Steinkerne mit *Mariella (M.) bergeri* (BRNGT.) und Belemniten aus. Am Stöckli (Koord.2700.4/1200.4) hat HAUSWIRTH (1913) *M. bergeri*, *Hamites pseudoelegans* PICT. & CAMP., *H. virgulatus* D'ORB., *Stoliczkaia dispar* (D'ORB.), *Mantelliceras mantelli* (SOW.), *Holaster subglobosus* AG. und Inoceramen gefunden, eine Fauna wie sie auch am Chli Achsenstock (Pkt.2020 m) in der Chaiserstock-Kette auftritt. Von dort liegt ein Detailprofil mit 1,8 m Brisi-Kalk über «oberem Schrattenkalk» vor (HANTKE 1961, S. 83 f.).

Vom Plattenweidli erwähnt HAUSWIRTH (1913) am Übergang zum Seewen-Kalk Linsen bis Lagen mit ausklingenden glaukonitischen Schlieren und aufgearbeiteten «Grünsand- und Kamm-Schichten» mit *Mariella (M.) bergeri*, *Baculites gaudini* PICT. & CAMP., *Hamites* sp., *Stoliczkaia dispar*, Nautiliden, *Holaster laevis* und *H. subglobosus*.

### c<sub>9</sub> Seewen-Formation

Der «Seewen Kalk», ein plattig-gebankter, mikritischer, pelagischer, von subparallelen Tonhäuten durchsetzter Kalk, wittert hellgrau an, oft mit einem Stich ins Gelbliche. Er führt zuweilen Belemniten und Inoceramen-Schalentrümmer sowie vor allem Globotruncanen und ihre Vorläufer als Mikroorganismen (BOLLI 1945). In der Oberen Silbernen-Schuppe, wo der Seewen-Kalk mehrere Zehner von Metern erreicht, stellt sich im unteren Teil, gegen die Cénomänen/Turonien-Grenze, *Roter Seewen-Kalk* mit *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI) ein. Gegen die Stirn dieser Schuppe, beim Pkt. 1026 m südlich von Hinterthal und in der Starzlen, ist der Seewen-Kalk reduziert und mit Flasertextur lokal anchimetamorph.

Lokal fehlt die Seewen-Formation in der Axen-Kette. Auf Lidernen transgredieren Nummulitenkalk und Assilinen-Grünsandkalk auf Brisi-Member, am Urnersee auf Schrattenkalk. Auf Mänzigried, südöstlich von Sisikon, setzen Selun-Member und Seewen-Formation rasch wieder ein.

Choltal-Member («Seewen Schiefer») der Seewen-Formation und Amden-Mergel, in der Drusberg-Decke vertreten, fehlen in der Axen-Decke. Beide treten

aber weiter gegen ENE in den Silbernen-Schuppen der Axen-Decke, in der Aubrig-Gugelberg-Kette (Blätter Linthal und Klöntal), auf.

## Paläogen (Eozän)

### e<sub>4</sub>      **Bürgen-Formation**

Im Axen-Südlappen transgredieren am Axenmätteli glaukonitische Discocyclinen-Sandkalk auf «oberen Schrattenkalk». Darüber folgt Assilinen-Grünsandkalk (Scharti-Member) mit *Assilina exponens* SOW. Im Nordlappen, in der Bächistock- und der Oberen Silbernen-Schuppe ist die Bürgen-Formation als Assilinen-Nummuliten-Sandkalk (Mattgrat-Member) ausgebildet. Im Assilinen-Grünsandkalk südlich von Sisikon hat ARBENZ (1905), neben *Assilina exponens*, *Nummulites complanatus* (LMK.) = *N. millicaput* BOUBÉE und *N. tchihatcheffi* (D'ARCH.), *Chlamys montana* (MAY.) und *Ch. parisiensis* (D'ORB.) erwähnt. Bei Frutt, südwestlich von Muotathal, fand er grünsandigen Kalk mit Nummuliten und glaukonitischen Sandstein mit grossen Glaukonitkörnern und Assilinen.

### e<sub>5-6</sub>      **Wildstrubel-Formation, Stad-Formation**

Die *Wildstrubel-Formation* ist in der Bächistock- und der Oberen Silbernen-Schuppe nur durch das Tierberg-Member («Hohgant-Schiefer», ehem. «Pectinidenschiefer») vertreten. Es handelt sich um wenige Meter mächtigen siltig-sandigen glaukonitischen Schiefer.

Die *Stad-Formation* («Globigerinen-Mergel») besteht aus grauem, gelblich anwitterndem siltigem Mergelschiefer mit feinen Hellglimmer-Schüppchen. Seine Mächtigkeit steigt von 40–50 m auf über 100 m im Stirnbereich der Axen-Decke (tektonisch angehäuft?); in der Oberen Silbernen-Schuppe bewegt sie sich nur um 10–25 m. Die höheren stratigraphischen Anteile dieser Formation sind meist schon vor der Überschiebung der Drusberg-Decke abgefahren.

Am Höllbach, talwärts vom Hölloch-Eingang, wird die Bürgen-Formation mit dem Assilinen-Grünsand von Tierberg-Member und Stad-Mergel überlagert.

### **Zur prämitteleozänen Schichtlücke und Transgression des Eozäns in der Axen-Decke**

Westlich des Urnersees greift die Transgression des Eozäns auf das Rawil-Member, lokal gar bis auf den «unteren Schrattenkalk» hinunter, was ANDEREGG (1940) zur Frage bewog, ob dies auf alte Falten oder einen alten synsedimentären Bruch zurückzuführen wäre, was auch STRASSER (1979) so sah. SCHINDLER (1969, Taf. 1) konnte im Cholerütitali südlich von Bauen (Blatt Beckenried), im frontalen Bereich der Axen-Decke (von ihm als Fortsetzung der Bächistock-Schuppe am

Westufer des Urnersees interpretiert), eine sprunghafte Verschiebung um eine nach Norden tauchende Antiklinale beobachten: im Hangendschenkel dieser im Drusberg-Member abgescherten Falte blieb etwas Seewen-Kalk erhalten; im Liegendschenkel, paläogeographisch nördlicher gelegen, liegt das Eozän direkt auf unterstem Schrattenkalk. Dies bedeutet, dass die Basis des Eozäns über kürzeste Distanz um 150 m stratigraphisch nach unten springt, was eine präeozäne Verwerfung mit Absenkung des Südflügels vermuten lässt. Am Ufer des Urnersees, bei Cholrüti, komplettiert sich die Abfolge des Nordflügels dieser Paläoverwerfung wieder graduell, fand sich in Bohrungen doch wieder das Rawil-Member und schliesslich weiter nördlich sogar wieder «oberer Schrattenkalk» (O. Lienert in SCHINDLER 1969).

Östlich des Urnersees, an der Axenstrasse südlich von Sisikon, transgrediert in der Bächistock-Schuppe der Assilinen-Grünsandkalk der Bürgen-Formation direkt auf «oberen Schrattenkalk»; unweit davon, auf Mänzigried und Schwandli im Riemenstalder Tal, sind hingegen Garschella-Formation und Seewen-Kalk noch erhalten (BUXTORF et al. 1916, BUXTORF 1918, HANTKE 1961, TRÜMPY 1969). Noch etwas weiter östlich im Lidernen-Gebiet, auf Zingeli, Färnen und im Proholz, schalten sich über «oberem Schrattenkalk» Luitere-Bank, Gams-Schichten und Brisi-Kalk ein; darüber transgredieren Assilinen-Grünsandstein und Nummulitenkalk. Bei Riemenstalden und Goldplang schieben sich schliesslich wieder Selun-Member und Seewen-Kalk ein. Diese Abfolge hält gegen Osten durch.

Eine interessante Transgression des Eozäns zeichnet sich noch weiter östlich ab, an der Stirn der Axen-Decke nördlich des Klöntalersees, am Dejenstock und auf Planggen (Blatt Klöntal). Dort tritt das auf Schrattenkalk transgredierende eozäne «Planggen-Konglomerat» auf, ein Konglomerat, welches sogar Komponenten von Helvetischen Kieselkalk enthält (BRÜCKNER 1946, ROTH 1965, 1969), also die Anwesenheit benachbarter, noch ausgeprägter Hochzonen nahelegt.

In einem grösseren Kontext ist das komplette Fehlen jüngerer oberkretazischer Ablagerungen, wie Amden-Mergel und Wang-Kalk, in der Axen-Decke nicht allein auf eozäne Tektonik zurückzuführen, sondern auf Erosion oder Nichtablagerung im Scheitel einer flexurellen Verbiegung («flexural bulge»), die schon im frühen Känozoikum einsetzte, im Gefolge der Subduktion der europäischen Platte, zu welcher das Helvetikum vor seiner Abscherung gehörte (KEMPF & PFIFFNER 2004). Die Transgression mariner känozoischer Ablagerungen erfolgte in paläogeographisch weiter im Süden gelegenen Bereichen, wie zum Beispiel dem Bereich der Drusberg-Decke, schon vor dem mittleren Eozän, was auf die langsame Progradation der Küstenlinie von Süden nach Norden zurückzuführen ist. Ab dem mittleren Eozän beschleunigte sich diese Progradation (KEMPF & PFIFFNER 2004). In neueren Arbeiten wird die oben beschriebene mitteleozäne synsedimentäre Tektonik in der Axen-Decke (und anderswo im Helvetikum) auf Dehnungstektonik zurückgeführt, die im Zusammenhang mit der flexurellen Verbiegung der subduzierten europäischen Platte gesehen wird (MENKVELD-GFELLER 1995).

## SCHÄCHENTALER WINDGÄLLEN- UND WISSENWAND-SCHUPPEN

An der Schächentaler Windgällen liegen über der Zementstein-Formation des Axen-Nordlappens ein tektonisch beanspruchter Quinten-Kalk und dann Schilt-, Quinten- und Zementstein-Formation in einer normalen Abfolge.

Zwischen Muotathal und dem obersten Riemenstaldner Tal liegen, unter der normalen Kreide-Abfolge der Drusberg-Decke, Quinten- und Zementstein-Formation in einer Verkehrtserie.

Ob diese Schuppen zur Axen-Decke (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987, PFIFFNER et al. 2010) oder zur Drusberg-Decke (HANTKE 1961) gehören, ist nach wie vor umstritten (s. S. 68ff.).

### Jura (inkl. früheste Kreide)

#### **i<sub>4-5</sub> Schilt-Formation**

An der Basis der Schächentaler Windgällen-Schuppen liegen über tektonisiertem, schwach metamorphem Quinten-Kalk gelb-grauer schiefriger Schilt-Mergel und dunkelgrauer, gelblich anwitternder gebankter mikritischer Kalk mit mergeligen Zwischenlagen des Mürtschen-Members («Oberer Schilt-Kalk»).

#### **i<sub>5-8</sub> Quinten-Formation**

#### **c<sub>1Z</sub> Zementstein-Formation**

An der *Schächentaler Windgällen* geht das Mürtschen-Member in dickbankigen mikritischen Kalk der Quinten-Formation über, der hier wieder durch das Mergelband (**i<sub>7</sub>**) in «Unteren» (**i<sub>5-6</sub>**) und «Oberen Quinten-Kalk» (**i<sub>8</sub>**) unterteilt wird. Auf dem Sattel der Gander Fur (Koord. 2703.1/1197.1) erweckt ein Blockfeld aus Quinten-Kalk den Eindruck einer vom Rossgrat abgefahrenen, aufgebrochenen Faltenstirn.

Die Quinten-Formation der *Wissenwand*, eine markante Felswand südwestlich von Muotathal (Koord. 2699.1/1202.7), ist als «Weisswand-Kalk» (A. Escher in STUDER 1872) bekannt. ALB. HEIM (1891) betrachtete diesen Kalk noch als Schratenkalk. MOESCH (1894) hat ihn dem Späten Jura zugeordnet. Für ARBENZ (1905) bildete dieser die Basis des Berriasiens. Aufgrund der Fossilarmut – er fand nur einen *Aptychus* – wies er ihn als «Oberen Quinten-Kalk» dem Malm zu.

An der Basis der Wissenwand liegt dünnplattiger mergeliger Kalk der Zementstein-Formation. Östlich dieser Felswand, im Gebiet von Flüelen und Bürgeli, liegen grosse versackte Massen von Kalk der Quinten-Formation über der Zementstein-Formation, die in der Bürgelischlucht aufgeschlossen ist.

Im Gebiet der Goldplangg, südlich des Schwarz Stocks (Koord. 2698.0/1201.3), begleitet die Kalkbank der Quinten-Formation die darüberliegende Palfris-Formation an der Basis der Drusberg-Decke. Da Zementstein-Formation im Liegenden dieses dünnen Bandes von Quinten-Formation auftritt, bedeutet dies, dass eine durch eine Überschiebung von der Drusberg-Decke getrennte Verkehrtserie vorliegt.

## DRUSBERG-DECKE

Im Nordhang des Riemenstaldner Tals und im Muotatal reicht die Schichtreihe der Drusberg-Decke von der frühkretazischen Palfris-Formation bis zur früheozänen Euthal-Formation.

## Kreide

### **c<sub>1P</sub> Palfris-Formation**

In der Drusberg-Decke ist die Berriasien-Abfolge pelagischer entwickelt als in der Axen-Decke. Sie ist hier nur mergelig ausgebildet, wie im südlichen Alvier-Gebiet, und als Palfris-Formation ausgebildet (A. Escher in STUDER 1872, DIEGEL 1973). Eine zyklische Gliederung ist weniger ausgeprägt. Sie ist östlich von Sisikon und im Goldplangg bis im Muotatal gut aufgeschlossen, tritt aber nördlich der Starzlen nur an wenigen Stellen auf. Die Mergelfazies hält bis zum Vitznau-Mergel durch.

### **c<sub>2V</sub> Vitznau-Mergel**

Am Fuss der Kieselkalk-Felswand nordöstlich von Muotathal liegen 45–50 m Vitznau-Mergel, bestehend aus einer monotonen, fossilarmen, bioturbierten Kalk-Mergel-Wechselfolge. Die Grenze zur liegenden Palfris-Formation ergibt sich aus dem relativen Anteil an Kalklagen; dieser beträgt 10–15% in der Palfris-Formation und 30–40% im Vitznau-Mergel (BURGER & STRASSER 1981).

### **c<sub>2D</sub> Diphyoides-Kalk**

In der südlichen Drusberg-Decke liegt ein heller, gelblich anwitternder, gebankter, feinkristalliner, 25–35 m mächtiger Kalk vor. Bei Wannentritt, am Weg Goldplangg–Wannen (Koord. 2697.65/1201.25), lieferte er *Pygope diphyoides*. MOESCH (1894) benannte ihn nach diesen Brachiopoden Diphyoides-Kalk; STRASSER (1979) hat den Kalk flächenhaft verfolgt und als unterhalb der Wellen-

basis abgelagert betrachtet. Lokal trifft sich das *Pygurus-Member*, ein heller, z.T. gelblichbraun anwitternder grobsandreicher Kalk. Die oberen 12 m sind schiefrig-plattig, erinnern an Seewen-Kalk, enthalten aber *Lamellaptychus didayi* (COQ.). Es folgen 4 m schiefriger Kalk («Graue Mergelschiefer» von FICHTER 1934), die am Urnersee die kalkigere Fazies der Kieselkalk-Basis ersetzen.

### c<sub>3</sub> Helvetischer Kieselkalk

FICHTER (1933, 1934) hat den mächtigen Kieselkalk der Drusberg-Decke in der Bauen-Brisen-Kette zu gliedern versucht. Bei Aufnahmen für das zweite Gleis der Gotthardbahn am Urnersee hat BRÜCKNER (1947a) im Kieselkalk eine Mächtigkeitszunahme gegen Süden, ein Ausbleiben der Echinodermenkalke und eine Reduktion der Glaukonithorizonte, von Lidernen- und Altmann-Member, festgestellt. Im Vergleich zur Axen-Decke ist die Basis schiefriger, und der Kieselkalk ist generell feinkörniger und plattig gebankt.

Im Tunnel nördlich von Sisikon, im Verkehrtshenkel zwischen Morschach-Synklinale und Fronalpstock-Antiklinale, zeigt der Helvetische Kieselkalk drei Zyklen:

1. Im 225 m mächtigen *unteren Kieselkalk* tritt zunächst 30 m dunkler schiefriger Mergel auf; dann folgt eine Wechsellagerung von Mergel mit feinkörnigen, bis 15 cm dicken siltigen Kalkbänken. Anstelle eines untersten Glaukonithorizontes stellt sich 15–20 m mergelig-siltiger schiefriger Kalk ein.
2. Der gut 200 m mächtige *mittlere Kieselkalk* beginnt als 45 m mächtige Wechselfolge mit bis zu 20 cm dicken feinkörnigen Kalkbänken. Dann folgt nach 30 m wellig-knolligen Schichtflächen eine Abfolge, die in 140 m massig bis knolligen, körnigen Kieselkalk übergeht.
3. Das 50–60 cm mächtige *Lidernen-Member* («oberer Glaukonithorizont») enthält Phosphorit, Pyrit und Belemniten und geht in basal mergeligen, rund 200 m mächtigen *oberen Kieselkalk* über. Das unterste Viertel besteht aus sandigem schiefrigem Mergel, der mit zunächst dünnen, dann mit dickeren feinkörnigen Kalkbänken wechsellagert. Dann folgt eine grobbankige, feinkörnig-spätige Abfolge mit Mergellagen. Das oberste Viertel enthält zuoberst 10 m Glaukonit führenden Echinodermenkalk.

Im Westen der Druesberg-Kette (First) bewegt sich die Mächtigkeit des düster anwitternden gebankten, feinkörnigen Helvetischen Kieselkalks um 380 m.

### c<sub>4</sub> Tierwis-Formation

Über dem Helvetischen Kieselkalk folgen glaukonitreicher Mergel und Sandkalk des *Altmann-Members*. In der Südwand der First-Druesberg-Kette (Nordrand des Kartengebiets) ist es, infolge des Kalium- und Phosphorgehalts des Glaukonits sowie den Phosphoritknollen, als schmales, intensiv grünes Rasenband zu erken-

nen. Im Vergleich zur Fazies der Axen-Decke ist das Altmann-Member geringmächtiger, das darüber liegende *Drusberg-Member* dafür mächtiger. Zur primären Mächtigkeitszunahme des Drusberg-Members tritt noch die spätere Entwicklung der Plattform-Fazies des Schrattenkalks in diesem südlichen Gebiet des helvetischen Beckens hinzu.

Im Südteil der Decke endet die Tierwis-Formation gegen den «unteren Schrattenkalk» oft mit einem Glaukonithorizont (Chopf-Bank?).

Im Fronalpstock-Gebiet haben FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) in den oberen Kalk-Mergel-Zyklen am Plangstock und am Mälchstöckli erkannt, dass die Sedimentation unterhalb der Sturmwellenbasis unter fehlender Bodenströmung erfolgte. Karbonatproduktion und Detrituszufuhr wechselten ab. Zugleich zeichnet sich beschleunigte Subsidenz ab. Schrattenkalkähnliche Bänke mit Schlieren und Knollen bestehen aus umgelagertem Plattformgut.

In der östlichen Alviergruppe hat BRIEGEL (1972) für das Drusberg-Member ein Alter von spätem frühem Barrémien bis frühem spätem Barrémien nachgewiesen.

### Schrattenkalk-Formation

Wie in der Axen-Decke lässt sich die Schrattenkalk-Formation auch in der Drusberg-Decke in drei Sequenzen gliedern:

- «unterer Schrattenkalk» (c<sub>4-5u</sub>)
- Rawil-Member (c<sub>5R</sub>)
- «oberer Schrattenkalk» (c<sub>5o</sub>)

Die dickbankig bis massigen Kalkbänke mit mergeligen Schichtfugen bilden weiss bis hellgrau anwitternde Wände, in denen sich die Gliederung durch das Rawil-Member abzeichnet. Gegen Süden wird der untere Teil durch das Drusberg-Member ersetzt.

In der Axenstein-Antiklinale und in der Morschach-Synklinale ist das *Rawil-Member* nach basalem Mergel kalkig ausgebildet, um 50 m mächtig. In der Fronalpstock-Chlingenstock-Kette erscheint die ganze Formation als zyklische Mergel-Kalk-Abfolge, das Rawil-Member aus kalkigen und mergeligen Bänken, die im Norden sandig, im Süden tonig sind.

Die Mikrofazies des Schrattenkalks variiert von einer Beckenfazies (schlammiger Schelf) mit tonigem Biomikrit, geringer Organismen-Diversität (Serpuliden, Palorbitolinen, Echinodermen und Muscheln) und detritischem Quarz und Glaukonit zu einer Fazies des oberen Plattformabhangs mit Biosparit und vielfältigen Organismen (Crinoiden-Stielglieder, Muscheln, Bryozoen, Palorbitolinen, Serpuliden, Schnecken und Dasycladaceen). Vereinzelt treten vom Plattformrand her Ooide auf. Neben benthonischen Foraminiferen stellen sich Organismenrümmer, Ooidschalen und Lithoklasten ein.

Der interne Plattformrand ist gekennzeichnet durch Biosparit und Biomikrit mit Muscheln, Echinodermen- und Korallentrümmern und vereinzelt Ooiden. Die Fazies bildet den Übergang vom hochenergetischen externen Plattformrand zur niederenergetischen inneren Plattform; es liegt ein Rudisten-Biopelmikrit vor mit benthonischen Foraminiferen, Dasycladaceen, Serpuliden und Echinodermen-trümmern sowie ein Biopelsparit mit schwankendem Anteil an Palorbitolinen, Milioliden, Muscheln, Serpuliden und Peloiden.

Die Ablagerung erfolgte als Kalkschlamm auf grossflächiger seichter Plattform in ruhigem Wasser. Das Auftreten von Grünalgen deutet auf warmes Wasser im euphotischen Bereich. Die mikritischen Sedimente lassen für das Drusberg-Member und den Mergel im Rawil-Member eine Ablagerung wenig unter der Sturmwellenbasis, in Tiefen von 60–20 m, vermuten. Subsidenz und Sedimentation hielten sich nicht mehr die Waage; das Milieu wurde seichter und geriet in den Hochenergie-Bereich.

FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) haben vom Bietstöckli nördlich des Fronalpstocks, vom Chälenberg und Plangstock, im Dach des Schrattenkalks bis zu 50 cm tiefe, mit Karbonat, Quarzkörnern, Glaukonit, Phosphorit und Eisenerz verfüllte Taschen und Rinnen, lokales Absinken und Strömungsänderungen beschrieben. Gegen oben treten sandige Pelsparite auf.

Trotz des Meeresspiegelanstiegs in der Frühen Kreide widerspiegeln Drusberg-Member und Schrattenkalk-Formation eine Shallowing-upward-Sequenz, die den Aufbau und den Niedergang einer progradierenden Karbonatplattform dokumentiert.

## c<sub>6-8</sub> Garschella-Formation

In der Drusberg-Decke umfasst die Garschella-Formation faziell variable Schichtglieder (ARN. HEIM 1909, GANZ 1912, KORNER 1978, FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Mit scharfer Grenze liegt über dem «oberen Schrattenkalk» das *Grünten-Member*, gefolgt von *Brisi-Member* und *Selun-Member*.

## c<sub>6G</sub> Grünten-Member

Das Grünten-Member (LINDER et al. 2006) bildet sich durch Vermergelung im Dach des «oberen Schrattenkalks» aus. Es variiert innerhalb der Fronalpstock-Kette. Im Frontal ist der grünsandige Mergel, gegen oben übergehend sandige Kalke, 16,5 m mächtig, enthält Echinodermentrümmer, benthonische Foraminiferen, Muscheln und Bryozoen; Pelloide sind häufig. Im Dach fallen die Foraminiferen aus, Gastropoden und Rotalgen treten auf, Ooide nehmen zu; Pelloide fehlen und der Glaukonitgehalt steigt. In Unterschönenbuch besteht das Grünten-Member aus 1 m Echinodermen-Serpuliden-Mikrit. Das Alter des Grünten-Members ist spätes frühes Aptien.

**c<sub>6B</sub>**      *Brisi-Member*

*Luitere-Bank* (p.p. **c<sub>6L</sub>**): Im Stoosbach fanden FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) über dem Grünten-Member eine 2 cm dicke Phosphoritkruste mit Erzinfiltationen, Ammonitensteinkernen, Belemniten und dickschaligen Muscheln, gefolgt von einem bis 40 cm mächtigen sandig-dolomitischen Tonstein mit Dolomitrhomboedern und Quarzkörnern, mit unregelmässiger Grenze aufliegend, dann eine Phosphoritknollenlage mit 4 cm grossen Knollen aus phosphorisiertem Mikrit und Gesteinstrümmern mit Bryozoen-, Echinodermen- und Muschelfragmenten sowie Quarz, Glaukonit und Tonsteinklasten.

Am Planggstock, über einem sandigen Echinodermen-Biosparit, besteht die Luitere-Bank aus 20 cm sandig-dolomitischem, zuweilen angebohrtem Tonstein mit wenige mm- bis einige cm-grossen Phosphoritknollen mit Ammoniten, Brachiopoden und Muscheln. Im Steinbruch Hürlimann (Unterschönenbuch) und um Illgau liegt nur eine Phosphoritkruste an diese Stelle. Die Häufung von Brachiopoden, Muscheln, Ammoniten und Belemniten bekundet Kondensation.

Nach der geringen Sedimentation während des späten frühen bis mittleren späten Aptiens entwickelten sich erneut Flachwasserbereiche. Zuerst tritt ein dunkler feinkörniger, glaukonitisch-toniger, oft bioturbierter Sandstein auf, welcher den *Gams-Schichten* (p.p. **c<sub>6L</sub>**) zugeordnet wird. Dann folgt der hellere, gröbere, weniger tonhaltige, glaukonitische *Brisi-Sandstein*. Im Brisi-Sandstein finden sich fazielle Rekurrenzen der Gams-Schichten und Kalkbänke ähnlich denen des darüberliegenden Brisi-Kalks. Im Norden der Drusberg-Decke ist der Brisi-Sandstein schiefrig, quarzreich, glaukonitisch, enthält basal Belemniten, Muschelreste, Gastropoden und Phosphoritknollen.

Über Sandsteinen folgt der *Brisi-Kalk*. Zuerst ein dunkelgrauer glaukonithaltiger Kalk mit tonigen Flasern, dann eine bioturbirte Wechselfolge von sandigem, Ooide führendem Biosparit (Grainstone) mit feinsandigem Mergel, beide mit variierendem Gehalt an Echinodermenbruchstücken, Quarz und Glaukonit. Mit zunehmendem bioklastischem karbonatischem Detritus entwickelt sich gegen oben die typische Fazies des Brisi-Kalks.

Im Steinbruch Hürlimann zeichnen sich die obersten 4 m des dort 35 m mächtigen Brisi-Members durch erhöhten Sandgehalt aus; Ooide fehlen, und in quarzreichen Biopelspariten treten benthonische Foraminiferen und Pelloide auf (FRIEDL & ZURBRÜGG 1988).

Im Frontal erreicht das Brisi-Member, bestehend aus Biosparit mit schwankendem Ooidanteil, gar 74 m Mächtigkeit; gegen das Dach führt der Biosparit Austern und Detritus von Echinodermen, Bryozoen und Muschelfragmenten.

Das Alter des Brisi-Members liegt zwischen dem mittleren Aptien und der Aptien/Albien-Grenze.

### c<sub>6-8S</sub> *Selun-Member*

Wie in der Axen-Decke ist das Selun-Member auch in der Drusberg-Decke gut gliederbar. Südlich vom Fronalpstock wird seine Mächtigkeit so gering, dass es nicht mehr kartierbar ist. Sein Alter reicht vom späten Aptien bis ins frühe-mittlere Cénomaniens.

Das Selun-Member beginnt mit einem Kondensationshorizont, der *Twäriberg-Bank*, einer 1–5 cm dicken, sandig-tonigen Phosphoritlage, die weder Quarz noch Glaukonit enthält und wellig auf Brisi-Kalk liegt.

Die *Nideri-Schichten* (ARN. HEIM 1913) darüber sind im Stoosbach als 1 m mächtiger Glaukonitsandstein vertreten, basal mit Phosphoritpellets und Glaukonit. Gegen oben werden sie toniger, und die Phosphoritknollen nehmen ab. Dann folgen 60 cm quarzhaltiger, glaukonitreicher Foraminiferenkalk mit Phosphorit, Steinkernen, Brachiopoden, Gastropoden, Muscheln, Belemniten und Korallen; sie repräsentieren die *Plattenwald-Bank* mit Kondensation vom frühesten bis ins mittlere-späte Albien.

Darüber folgt eine 10 cm mächtige Mikritbank mit Calcisphären und benthonischen Foraminiferen, Quarz und Glaukonit; dann treten 10 cm sandig-glaukonitischer Tonstein mit Kalk- und Phosphoritknollen auf. FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) vergleichen diese Abfolge mit den reduzierten *Sellamatt-Schichten*, die im Churfürsten-Gebiet bis 20 m erreichen. Im Mergel treten für die *Wannenalp-Bank* typische grosse Glaukonitkörner und -nester auf.

Mit knolligen mikritischen Kalkbänken setzen die *Aubrig-Schichten* ein, welche Calcisphären, planktonische und benthonische Foraminiferen, Echinodermen- und Inoceramentrümmen enthalten. Zwischen Kalkbänken liegt glaukonitischer Sandstein mit Belemniten und Seeigeln. Gegen oben überwiegen Kalkknollen; Sand- und Glaukonitgehalt nehmen ab. Nach 2 m treten Grünsandschlieren auf; nach weiteren 2,5 m verschwinden sie wieder. Dann setzt der Glaukonit aus: Die Garschella-Formation geht in die Seewen-Formation über.

Die Aubrig-Schichten der Drusberg-Decke enthalten auch eine knollige und eine Grünsand-Fazies. Gegen Süden nimmt ihre Mächtigkeit ab und ihr Kalkgehalt steigt. Im oberen Teil finden sich gekielte Globotruncanen und *Rotalipora ticinensis* (spätes Albien). Über dem obersten Glaukonithorizont treten *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI) und *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD) des mittleren Cénomaniens auf.

### c<sub>9-10</sub> **Seewen-Formation**

Die Seewen-Formation besteht aus einem gebankten pelagischen Mikrit (Seewen-Kalk) mit Calcisphären und Coccolithen, der ohne detritische Zufuhr am oberen Schelfabhang abgelagert wurde. Sie setzt im mittleren Cénomaniens ein. Im älteren Teil der Formation, unterhalb der Cénomaniens/Turonien-Grenze, zeichnet sich der *Rote Seewen-Kalk* durch blass rot gefärbte Niveaus aus; er enthält

*Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI). Im unteren Teil treten am Fronalpstock massenhaft Inoceramen auf; ARBENZ (1905) fand auch eine Koralle.

Innerhalb der Seewen-Formation treten an die Garschella-Formation erinnernde Einschaltungen auf. Sie bestehen aus Resedimenten mit Glaukonit und Lithoklasten und entsprechen dem *Götzis-Member*, von FÖLLMI & OUWEHAND (1987) als «Götzis-Schichten» bezeichnet. Aufgrund seiner Mächtigkeit von einigen Metern wurde dieses Member im Kartengebiet jedoch nicht separat dargestellt.

Am Südhang des Fronalpstocks, am Furggeli, schliesst das Götzis-Member als 2 m mächtiges trümmerreiches glaukonitisches Gestein mit Schlieren auf. FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) haben dort zwei Faziestypen unterschieden: einerseits Mikrit mit Calcisphären, planktonischen Foraminiferen, Echinodermentrümmern, Glaukonit und wechselndem Gehalt an Quarz, andererseits Echinodermenführender Sparit mit benthonischen Foraminiferen, wenig Quarz, Glaukonit, Phosphorit und Pyrit.

Im Brunnerboden, südöstlich von Stoos, besteht die Matrix des Götzis-Members aus quarz- und glaukonitreichem Echinodermenmikrit bis -sparit. Nach einer Calcisphären-Mikritbank stellt sich eine Matrix mit seltenen mm-grossen Klasten ein. Dann folgt erneut ein Calcisphärenmikrit ohne Quarz, Glaukonit und Klasten. Er enthält *Dicarinella hagni*, eine turone, wohl aufgearbeitete Form; *D. concavata* und *Marginotruncana sinuosa* deuten auf Coniacien. FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) erwähnen im Götzis-Member Klasten von Brisi-Kalk, Gesteinen des Selun-Members, von Seewen-Kalk und Bioklasten von seewenkalkähnlichem Mikrit vom Nordhang des Plangstocks und von der Jäntenenalp (Koord. 2697.5/1203.0). Lateraler Wechsel und Verteilung der Klasten deuten auf Rinnenfüllungen, das Götzis-Member am Furggeli auf einen Schlammstrom. Darüber folgt ein Kondensationshorizont: Phosphoritknollen in Quarzsand mit mergeliger Matrix. Weiter westlich liegt zwischen Brekzienbänken knolliger Seewen-Kalk. *Helvetoglobotruncana helvetica* im umgelagerten Seewen-Kalk weisen das Götzis-Member ins frühe Turonien. Wie in Vorarlberg (FÖLLMI 1986) bekundet es auch im Fronalpstock-Gebiet konglomeratische Schlammströme. Auf Jäntenenalp liegen diese auf umgelagerter Plattenwald-Bank.

Nur bei Unterschönenbuch (Koord. 2690.250/1205.975) besteht der jüngsten Teil der Seewen-Formation aus einer Wechsellagerung von Kalkbänken und schiefrigem Kalkmergel. Sie entspricht dem *Choltal-Member* («Choltal-Schichten») von OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Das Alter ist frühes spätes Santonien.

## c<sub>11-12</sub> Amden-Mergel

Die Untergrenze des grauen Amden-Mergels ist scharf und isochron, seine Obergrenze dagegen heterochron und durch das Alter der Transgression der Wang-Formation bestimmt. Das Alter des Amden-Mergels ist Coniacien bis Cam-

panien. In der Furggeli-Synklinale ist er bis 50 m mächtig; am Huser Stock setzt er im spätem Santonien ein und endet nach 30 m im frühen Campanien. Gegen den Chlingenstock nimmt die Mächtigkeit sukzessive ab, zum Planggstock wieder etwas zu. Auf der Nordseite des Muotatals erreicht der Amden-Mergel in der Illgau-Synklinale mit 80–100 m Mächtigkeit ein Maximum. Infolge der SW-einfallenden Faltenachse neigt er im SE-Schenkel zu Rutschungen. Gegen Südosten nimmt die Mächtigkeit erneut ab.

Im Amden-Mergel von Underbäch südlich des Stoos fand OBERHÄNSLI-LANGENEGGER (1978) aufgearbeitete Globotruncanen des Santoniens, was eine Umlagerung schon zur Zeit der Ablagerung des Amden-Mergels dokumentiert. FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) erwähnen über Amden-Mergel 2 m seewenkalkartigen Mikrit, der Calcisphären und zerbrochene planktonische Foraminiferen des Campaniens – *Globotruncana lapparenti* und *G. bulloides* – enthält. Darüber liegt sandig-mergeliger Kalk der Wang-Formation.

### c<sub>12-13</sub> Wang-Formation

Die Wang-Formation besteht aus dunkelgraubraunem bis schwarzem, hell anwitterndem schiefrig-kieseligem Kalk mit Serpuliden, benthonischen und planktonischen Foraminiferen, u.a. *Globotruncana stuarti* (DE LAPP.). Ihre Grenze mit dem Amden-Mergel ist scharf, aber heterochron. Zwischen Chlingenstock und Planggstock liegt sie mit einer Winkeldiskordanz auf älteren Kreideablagerungen (s.u.). Mit 250 m, lokal gegen 450 m, erreicht die Wang-Formation ihre maximale Mächtigkeit. Am Rot Turm westlich des Chlingenstocks fand ARBENZ (1905) Inoceramen; am Firenstöckli lieferte sie Belemniten.

An der Basis der Formation am Strässchen Brunnerboden–Rinderchruteren (Koord. 2694.8/1203.4) tritt glaukonitischer Sandstein auf. Am Ostgrat des Chlingenstocks steht über schiefrig-kieseligem Kalk an Brisi-Sandstein erinnernder «Gault-artiger Wang» mit bis mm-grossen Quarzkörnern an (FRIEDL & ZURBRÜGG 1988).

In Underbäch (Koord. 2693.0/1202.3) findet sich an der Basis eine reiche Globotruncanen-Fauna mit *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. cf. leupoldi*, *G. tricarina*, *G. fornicata* und *G. bulloides*. Aus der Wang-Brekzie von Laubgarten erwähnt STACHER (1980) *G. stuartiformis*, *G. linneiana* und *G. leupoldi*.

Nach den Globotruncanen-Funden (STACHER 1980, Fig.10) reicht die im Fronalpstock-Gebiet 170 m mächtige Wang-Formation von der *calcarata*-Zone (spätes Campanien) bis in die *gansseri*-Zone (mittleres Maastrichtien). Aus dem Plankton/Benthos-Verhältnis zwischen 0,1 und 2,0 hat STACHER die Ablagerungstiefe zwischen äusserem Schelf und oberem Kontinentalhang auf fast 800 m geschätzt.

### Kreide-Schichtlücke zwischen Huser Stock und Plangstock

Zwischen Huser Stock und Plangstock fehlen Schrattenkalk-Formation und jüngere Kreide-Formationen unter einer Winkeldiskordanz an der Basis der Wang-Formation völlig. Die Untergrenze dieser Formation ist stets scharf, und die Reduktion der älteren Formationen verläuft allmählich: Vom Nollen bis südlich des Chlingenstocks (Fig. 2) sowie, auf der andere Seite, am Plangstock fällt die Abfolge sukzessive aus, zunächst Amden-Mergel, zuletzt Schrattenkalk-Formation; dazwischen greift die Schichtlücke bis in die Tierwis-Formation hinunter. Weiter im Norden, 2 km nördlich des Bergkamms, ist die Abfolge vollständig; nur der Amden-Mergel ist reduziert. Am Südhang des Rot Turm wird dieses regelmässige Ausfallen der Formationen von einer schief verlaufenden Verwerfung begleitet. Ob diese der Basis der Wang-Formation über eine gewisse Strecke folgt – wie auf der Karte dargestellt – ist nicht sicher; sie könnte, wie alle anderen Scherbrüche auch, sämtliche Formationen durchsetzen.

Am Plangstock finden sich in Konglomeratlagen der Wang-Formation Komponenten von Seewen-, Garschella- und Schrattenkalk-Formation (ARBENZ 1905, 1912); sie bekunden eine bis in die Schichten der späten Frühen Kreide reichende Ausräumung. Eine analoge Erscheinung hat TOBLER (1899) im Obwaldner Melchtal als Melchtal-Fazies bezeichnet. Wang-Brekzie mit *Globo truncana leupoldi* erwähnen FRIEDL & ZURBRÜGG (1988) im Laubgartenbach auf 1420 und 1500 m und am Mälchstöckli. Dort liegt ein 2,5 m mächtiger Horizont mit Komponenten der fehlenden Kreide-Schichten – Seewen-Kalk, Brisi-Kalk, Grünten-Member und Schrattenkalk – und Klaster von feinkörnigem Dolomit in kieselig-sandigem Mergelkalk auf Tierwis-Formation und «unterem Schrattenkalk».

Über dieses Ausfallen rätselte schon ESCHER (1849, S. 98). ALB. HEIM (1891) nahm für das sukzessive Ausbleiben des Schrattenkalks Veränderungen der Ablagerungsbedingungen an. ARBENZ (1905, 1912) sah als Ursache geringere Ablagerung von Schrattenkalk bis Seewen-Kalk und zusätzlich erosiven Abtrag bis auf die Tierwis-Formation. Dabei wäre die reduzierte Abfolge Schrattenkalk – Amden-Mergel auch dort abgelagert worden, wo sie heute fehlt. HSÜ & BRIEGEL (1991) erklären das Ausfallen der Schichten durch submarine Erosion des Kontinentalrandes. Für STACHER (1980) sind zwei Erklärungen denkbar: zum einen ein sedimentär bedingter Hiatus, beispielsweise wenn das Sediment durch eine submarine Rinne weitertransportiert wird, zum anderen durch synsedimentäre Tektonik, die auch die Bildung von Brekzien erklären könnte; beide Erklärungen könnten sich auch ergänzen.

Es handelt sich also nicht um eine eigentliche Transgression der Wang-Formation auf ältere flachmarine bis kontinentale Ablagerungen. Vielmehr ist an grosse südgerichtete submarine Debris-Flows von einem steilen Kontinentalrand, in der auf 800 m geschätzten Ablagerungstiefe zwischen äusserem Schelf und oberem Kontinentalhang, zu denken (Fig. 3).

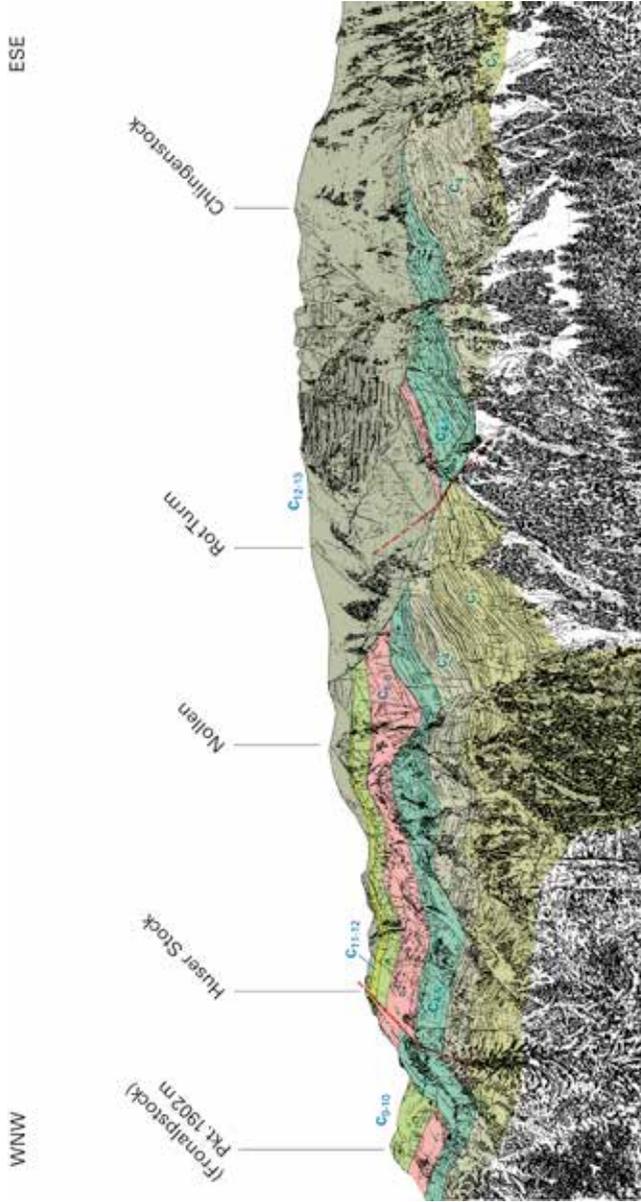


Fig. 2: Die in der Chlingenstock-Kette gegen Osten auf immer tiefere Schichtglieder heruntergreifenden Wang-Formation, vom Strässchen Chappelberg-Aiplen aus. Die Abfolge wird neben steilen Störungen mit geringem Versatz von schiefen, SSE-NNW laufenden Brüchen durchsetzt, die den Schrattekalk gegen Osten tiefer setzen. Weiter östlich greift die Wang-Formation bis auf das Drusberg-Member hinab.

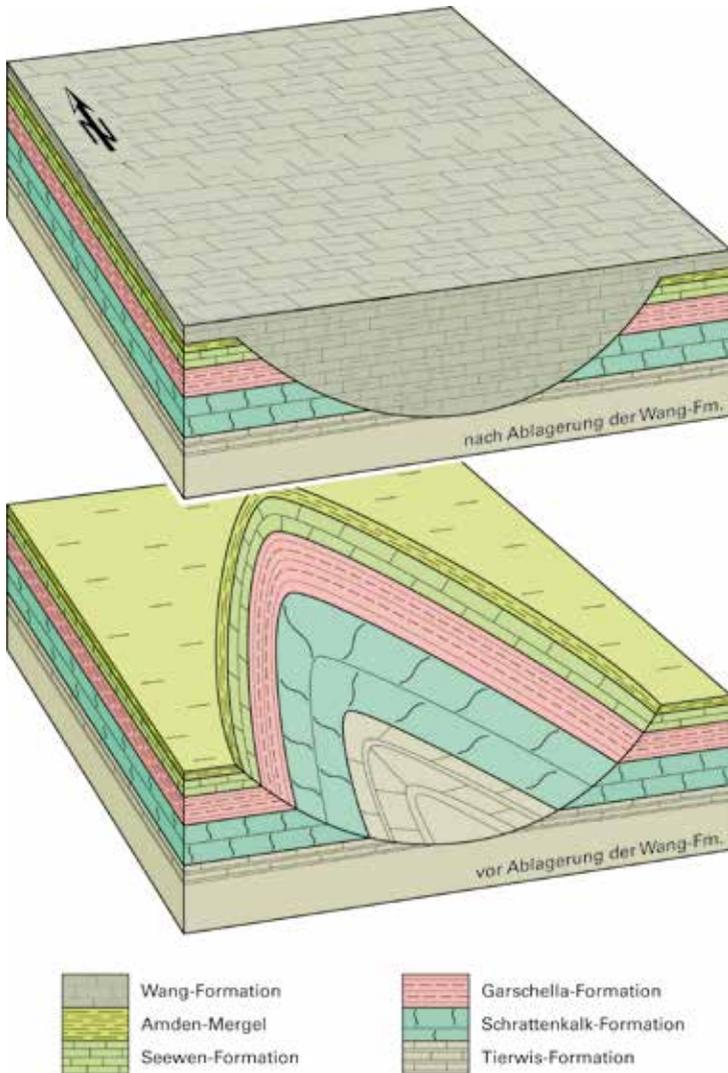


Fig. 3: Blockdiagramm des Ausbruches zwischen Huser Stock und Plangstock (südliches Fronalpstock-Gebiet). Die vordere Kante entspricht der Südflanke des Riemenstaldner Tals.

## Paläogen (Eozän)

### e<sub>3</sub> Euthal-Formation

Im Gebiet von Näppenalp, Chruterer- und Trölinger Wald liegen paläogene Sedimente, die sich mit jenen der Einsiedler Schuppenzone (Blatt Ibergereg) und vom Blattengrat (Blatt Elm) vergleichen lassen. Auf der Wang-Formation folgen Grünsand und darüber Nummulitenkalk (Einsiedeln-Member). Auf der Nordseite des Muotatals ist das Paläogen auf kleine Vorkommen nördlich von Illgau beschränkt.

Im Fronalpstock-Gebiet ist ein Faziestyp entwickelt, wie er vom Fidisberg (Blatt Ibergereg) bekannt ist (JEANNET et al. 1935). Kontakte zur liegenden Wang-Formation finden sich im Steinbruch Rinderchruterer und im Bachbett südlich der Chruterenalp. Im Trölinger Boden und im Loch enthält der Lithothamnien-Mikrosparit kleine Nummuliten – *N. gr. nitidus* (*N. laxus*) und *N. gr. globulus* des frühen Yprésiens –, Discocyclinen, Assilinen, Bryozoen, Echinodermenbruchstücke und benthonische Foraminiferen.

Auf Chruterenalp fehlt Lithothamnienkalk; hellbräunlicher glaukonitischer Kalk liegt auf Wang-Formation. Dieser geht gegen oben über in Biosparit mit Nummuliten, Assilinen, Discocyclinen, Bryozoen, Muscheln, Echinodermenstrümmern, benthonischen und planktonischen Foraminiferen. Im Steinbruch Rinderchruterer (Fig. 4) transgrediert mittlerer Grünsand auf bis 35 cm tiefen Furchen in der Wang-Formation, im Süden, im Trölinger Boden und im Loch (Fig. 5), mit Klasten eines Nummuliten-Mikrits auf Lithothamnienkalk.

Der Nummulitenkalk im Fronalpstock-Gebiet bildet eine Shallowing-upward-Sequenz, die mit Omission und Verkarstung endet. Ob Emersion stattfand oder nicht, steht offen. Die Transgression des oberen Grünsandes (Scharti-Member der Bürgen-Formation) ist nur an Infiltrationen zu erkennen.

Verglichen mit Einsiedler Profilen ist der Lithothamnienkalk vom Loch ähnlich. In der Euthal-Formation fehlt in der Einsiedler Schuppenzone ein Äquivalent des Nummulitenkalks über dem mittleren Grünsand der Chruterenalp; eine Unterteilung in «Murchisoni-» und «Granulosa-Kalk» ist im Fronalpstock-Gebiet schwierig: *Assilina placentula* dominiert nie, Hämatitflecken treten auch höher oben auf; Alveolinen finden sich bis zum Profilende; der oberste Einsiedler Nummulitenkalk mit *N. formosus* DE LA HARPE und *N. polygyratus* DESH. des späten Cuisiens (spätes spätes Yprésien) fehlt im Fronalpstock-Gebiet; jüngster Nummulitenkalk ist höchstens spätes Cuisien. In der Bürgen-Formation infiltriert der obere Grünsand (Scharti-Member), wahrscheinlich Lutétien, den Nummulitenkalk mit Alveolinen; ob Sedimente des späten Cuisiens je abgelagert wurden, steht offen. Die Mächtigkeit des Einsiedeln-Members in der Einsiedler Profile bewegt sich um die 33–35 m, im Fronalpstock-Gebiet um die 14–17 m.

Der Zeitabschnitt um die Paleozän/Eozän-Grenze, eine globale, 120000 Jahre dauernde extreme Warmzeit, wird von einer negativen Kohlenstoff-Isotopenanomalie begleitet (s. Referenz in LETSCH 2012). Am Paleozän-Eozän-Profil der Äusseren Einsiedler Schuppen suchte LETSCH (2012) darzulegen, dass neben klimatisch-geochemisch bedingten Isotopensignalen die primäre Zusammensetzung der Sedimente und ihre spätere diagenetische Entwicklung für den heutigen Zustand bedeutsam sind.



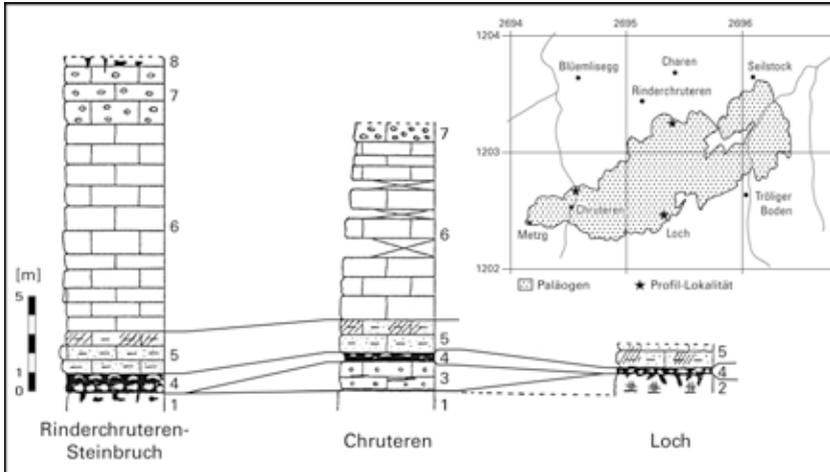


Fig. 5: Paläogen-Profile im SE des Fronalpstock-Gebiets. 1: Wang-Formation, 2: Lithothamnienkalk, 3: «unterer Nummulitenkalk», 4: mittlerer Grünsand, 5: «Murchisoni-» und «Granulosa-Kalk», 6: Hauptmasse des grauen Nummulitenkalks, 7: Niveau mit Alveolinen, 8: Infiltrationen des oberen Grünsandes (nach FRIEDL & ZURBRÜGG 1988).

In der Illgau-Synklinale, nördlich der Muota, ist die Stad-Formation relik-tisch als gelblicher schiefriger Mergel vertreten. Sie ist anchimetamorph.

## QUARTÄR

Aus der Zeit vor dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM) stammende spät-pleistozäne Zeugen in Form von Knochenfunden von Braunbären (*Ursus arctos* L.) sind in der Sedimentschicht des Lauilochs ob Ried, Muotatal (Koord. 2697.0/2205.3) beschrieben (IMHOF 2010, 2012). Ihr  $^{14}\text{C}$ -Alter wurde mit  $34\,965 \pm 345$  cal. a BP er-mittelt.

**q<sub>4m</sub> Letzteiszeitliche Moräne**  
**q<sub>1m</sub> Lokalmoräne (Spätglazial)**

Wie auf der LGM-Karte der Schweiz 1:500 000 (SCHLÜCHTER 2009) zu erken-nen ist, waren die Täler und die Nordhänge des Gebiets vom Blatt Muotathal von Eis bedeckt. Nur die Kämme und S-orientierte Felswände ragten als Nunataks aus

den Haupteisströmen hervor. Dann zeichnen sich in den einzelnen Zuschüssen des Reuss-, Schächen- und Muotagletschers hoch- und spätglaziale Wiedervorstösse ab. Besonders prägnante spätglaziale Moränenwälle finden sich in der oberen Seenalp, zwischen Chaiserstock-Kette und Chinzerberg, und in der Ruosalp (SE-Ecke des Kartengebiets).

#### *Reuss- und Schächengletscher*

Während des Höchststandes drang der Reussgletscher gut 5 km ins Schächental ein und drängte den Schächengletscher auf die Nordseite ab (BRÜCKNER 1938, BRÜCKNER & ZBINDEN 1987, HANTKE 1987b, 2003a, HANTKE & BRÜCKNER 2011). Von Norden erhielt dieser Zuschüsse von der Axen-Kette durch Holden-, Guggi- und Gangfirn.

Im Knonauer Amt (Kt. ZH) liegen Blöcke vom «Altdorfer Sandstein» und Gruontal-Konglomerat. Sie stürzten im Spätglazial vom Höch Egg östlich der Eggbergen auf Schächen/Reuss-Eis nieder und wurden durch die Urnersee- und Zugersee-Talung bis ins Knonauer Amt verfrachtet (HANTKE 1980).

Während der frühen Stadien des Spätglazials erhielt der Reussgletscher Zuschuss von Gruon-Eis von Schön Chulm – Diepen – Rophaien und vom Hüenderegg. Im Bannwald Altdorf (oberhalb von Flüelen) liegt Moräne des Reussgletschers auf Vorbauten, die an den Flanken von «Altdorfer Sandstein»-Ganden überschüttet wurden. Moränen des Gruongletschers liegen auf Rüteliegg und Gibel, südlich des Gruontals, auf Eggeli, im Schattig und auf Bachmätteli. Spätglaziale Eiszungen endeten auf Unter Hüttenboden, Unter Ochsenbiel, Gruonbergli und Angelingen um 1630 m.

#### *Reuss- und Riemenstaldengletscher*

Bei Brunnen gabelte sich der Reussgletscher in einen gegen Westen durch die Becken des Vierwaldstättersees und in einen gegen Nordosten über Ibach – Schwyz fliessenden Arm.

Am Grat Butzenstock – Sisikon haben sich zwischen Buggi- und Riemenstaldengletscher Mittelmoränen entwickelt; jene südlich bzw. westlich von Schnäggenrüti auf 1280–1250 und 1160–1130 m bekunden aufgrund ihrer Höhenlage den letzten Höchststand und das Bremgarten-Stadium. Kristallin-Erratiker belegen, dass Reuss-Eis noch etwa 0,5 km tief ins Riemenstaldner Tal eingedrungen ist. Der Riemenstaldengletscher mit Eis von der Axen- und der Fronalpstock – Chlingenstock-Kette lieferte dem Reussgletscher noch im Ingenbohl-Stadium Zuschuss, was Wälle bei Binzenegg belegen. Im Attinghausen-Stadium stiess er ins vom Reuss-Eis freigegebene Gebiet vor. Moränen östlich von Fron und auf Husen bekunden Zuschuss vom Huser Stock durchs Läckitobel; jene westlich und nordwestlich des Fronalpstocks blieben selbständig.

Im späten Frühglazial und frühen Spätglazial wurde bis Ibach vorgerücktes Reuss-Eis vom Muotagletscher gestaut und ins Gersauer Becken abgedrängt.

### *Der Muotagletscher und seine Zuschüsse*

Zwischen Reuss- und Muotagletscher löste sich vom Vorbau des Fronalpstocks, von Pkt. 1006 m gegen Platten, eine Mittelmoräne. Im Osten schliesst eine Ufermoräne des Muotagletschers an; Schmelzwässer tiefen sich im Lockergut ein. Das Reuss-Eis vermochte den östlich von Morschach mündenden Muotagletscher nicht hinter die Schlucht zu drängen. Sein Nährgebiet, die Hochflächen Glattalp, Charetalp, Ruosalp, Galtenäbnet, Seenalp und Silberen-Twärenen lieferten mehr Eis als die Nordwände der Schärhorn-Ruchen-Windgällen-Kette dem Schächengletscher (HANTKE & BRÜCKNER 2011).

Im hintersten Bisital bildeten sich noch im mittleren Spätglazial Mittelmoränen zwischen Firnen des Muotagletschers, zwischen Ruosalp- und Gwalpenguetscher, ebenso auf Hochweid zwischen Charetalp- und Muotagletscher und zwischen diesem und Robutzli-Eis (HANTKE 2003a).

Im hintersten Hürital hat sich hinter Wängi (Koord. 2700.4/1196.6) zwischen Eis vom Chinzertal und von Rindermatt eine Mittelmoräne gebildet. Am Alpsträsschen liegt unter letzteiszeitlicher Moräne eine ältere, über 10 m verfestigte kalkig-lehmige Moräne mit Dogger- und Malm-Geschieben. Im späten Hochglazial mündete der Hürigletscher auf Hinter Rotmatt in den Muotagletscher. Dann fällt die linke Ufermoräne von 1180 auf 1040 m zur Vorder Rotmatt.

Auf Hellweid und im Helltobel wurde sie vom Bürgeli-Eis der Blüemberg-Misthufen-Kette durchbrochen. Dieses stiess noch im frühen Spätglazial gegen Nordosten bis 850 bzw. 820 m vor.

Auf dem Stoos haben sich zwischen Näppen- und Fronalpgletscher Mittelmoränen vom Holiberig zum Stooshorn gebildet, zur Zeit der Höchststände jene auf Holiberig, eine tiefere zwischen Fronalp- und Chlingenstock-Eis zum Stooshorn. Der 90 m tiefergelegene Wall auf Blüemlisegg (Koord. 2694.5/1203.7) in 1200 m bekundet eine solche zwischen Muota- und Näppen-Eis.

### *Spätglazialstände von Reuss-, Muota- und Schächengletscher*

Die rechtsufrige Reuss-Moräne von Ingenbohl, die vom Institut zur Kirche abfällt, belegt einen späteren Eisstand als die subaquatische Chindli-Moräne (Blatt Rigi; HANTKE 1987b, 2003b, HILBE et al. 2012).

Nordöstlich des Schlattli liegen zwischen Chlingenbach und Gibel, bei Untere Hockeren und Stutz, stirnnahe Moränen des Muotagletschers. Schmelzwässer flossen an einer E-W-Störung in die Muotaschlucht. Aufgrund der Datierung eines weiteren Braunbären-Zahnes im Lauiloch ob Ried (2697.0/1205.3;  $19\,185 \pm 245$  cal. a BP) hat der Bär die Höhle vor diesem Vorstoss aufgesucht; d.h., dass damals das vordere Muotal eisfrei war oder das Eis am Lauiloch unter 760 m ü.M. lag.

Bei einem späteren Vorstoss erreichte der Reussgletscher Attinghausen (450 m; HANTKE & BRÜCKNER 2011, RENNER & ZGRAGGEN 2011). Der Muotagletscher stirnte zwischen Vorder und Hinter Seeberg auf 785 m, der Hürigletscher

mit Zuschüssen von Rindermatt, Matten und Seenalp in der Schlucht auf 900 m. Ein nächster Vorstoss zeichnet sich im Bisistal beim Geisssteg ab; der Hürigletscher endete unterhalb Liplisbüel.

Der Starzlengletscher mit Silberer-Twärenen-Eis erhielt Zuschüsse von den Heubrigen der Druesberg-Kette, was eine Mittelmoräne vom Fuss des First gegen Stalden andeutet. Eine Ufermoräne von Haselbach gegen Egg nordöstlich von Stalden belegt den Vorstoss und den selbständig gebliebenen Muotagletscher am Talaustritt. Dieser stirnte im Stadium von Seeberg-Dürenboden im vorderen Starzlental, wo schon HAUSWIRTH (1913) bei Chrüz und Riedmattli Moräne - Kies, wechselnd mit Ton - beobachtet hat. Später endete der Starzlengletscher bei Fruttli. Auf Chlosterberg (Koord. 2704.9/1205.2) liegt ein Rest von Moräne auf versacktem Sturzgut. Auch die Sackungsmassen von Bergen, Ahöreli und Schafmatt-Horgrasen sind wohl teilweise schon prä-LGM.

Im Seeberg-Dürenboden-Stadium rückten Mälchtal- und Rätschtal-gletscher erneut bis an die Mündung ins Bisistal vor. Der Gletscher über Oberer Schwarzenbach mündete bei Schwarzenbach und hinterliess die Mittelmoräne Dürenboden-Hinter Seeberg. Etwas später endete der Mälchtal-gletscher bei Nägeliberg (Koord. 2706.0/1201.5).

Im Attinghausen-Stadium rückten die Gletscher der Axen-Kette erneut vor; Jene vom Rophaien endeten im Butzenseeli und Alpler See; der vom Diepen auf Alplen; jener von Dibistock - Schön Chulm - Hundstock im Schibli.

Im Wassen-Pfaffensprung-Stadium hingen Eiszungen von der Axen-Kette bis Stock, Geissbutzen, Äbnet, Dibi und Zingeli herab. Das Clavadel(?) - Stadium zeichnet sich auf Rotenbalm ab. Der mottenartige Hügel auf Chäppeliberg ist ein grosser Erratiker, an den Lesesteine von Lawinen und Unwettern geschüttet wurden (Mitt. P. Gisler sen.).

Im Stadium von Göschenen lagen Schön Chulm - Bielen noch unter Eis; die nördliche Zunge endete auf Chüebödmer auf 1870 m.

Auf Goldplang konnte nur in den grössten Kaltzeiten Chaiserstock-Blüenberg-Eis über Wannentritt zum Muotagletscher überfliessen. Noch in der letzten Kaltzeit lag auf der Höchi mehr als 100 m Eis. Beim Abschmelzen lösten sich Sackungen unter Driangel, Schwarz Stock - Höch Weidli und Plattenweidli.

Im mittleren Spätglazial stiess der Frontalgletscher südlich von Stoos bis Teufböni vor. Die Moränen des Attinghausen- und Wassen-Pfaffensprung-Stadiums zeichnen sich beim langen Gaden und weiter talauf ab. In den Karen an der Nordseite des Chlingenstocks lagen noch im mittleren Spätglazial Firne.

Im Chinzertal zeichnen sich auf Bödmer Staffeln von spätglazialen Moränen-girlanden vom Gamperstock ab.

### **Erratische Blöcke, geschützte erratische Blöcke**

Im Raum des Geotop-Inventars Kanton Schwyz hat GASSER (2003) im Gebiet Sisikon - Morschach - Unter- und Oberschönenbuch (7,5 km<sup>2</sup> Fläche) 2382 Find-

linge mit Volumen von über 1 m<sup>3</sup> aufgenommen. Meistens bestehen diese aus kristallinem Gestein des Aar-Massivs. Östlich von Morschach liegt am Dägenbalm-Strässchen ein Kieselkalk-Block von 400 m<sup>3</sup> vom Fronalpstock, weitere an der Grenze Uri/Schwyz gegen Morschach: im Dorni, auf Läntigen, Tannen und gegen Schilti.

Bereits 1934 wies ALB.HEIM in einem Gutachten auf die Bedeutung der Erratiker im Ingenbohler Wald hin: «Der Blockraub und die Verwüstung des Ingenbohler Waldes wäre ein Verbrechen, das niemals wieder gut gemacht werden könnte».

An weiteren geschützten Blöcken liegen östlich von Morschach Aare-Granite: *Alexandre-Calame-Stein* (25 m<sup>3</sup>), 200 m nördlich liegt ein zweigeteilter Block von 350 m<sup>3</sup>, nordwestlich der *Escher-Stein* (30 m<sup>3</sup>), der *Druiden-* oder *Dolmenstein* (50 m<sup>3</sup>) auf Gross Egg und ein Block auf dem Hänibüel (12 m<sup>3</sup>). 1997 wurden sie alle unter Schutz gestellt. Zwischen Tümmeln und Zun südlich der Schwyzerhöchi liegen 20 Erratiker; ihrer vier stehen fast S-N-orientiert; der nördlichste hat ein Volumen von 150 m<sup>3</sup> (GASSER 1985, 2003, 2004).

### **Gletscherschliffe, Strudellöcher («Gletschertöpfe»)**

In mehreren Orten haben sich *Gletscherschliffe* auf unterschiedlichen Kalken und Sandsteinen erhalten: z.B. am Urnersee bei Ort südlich von Brunnen, beim Schlattli an der Strasse Schwyz–Muotathal, südlich von Muotathal bei Äbnet, im Guggenhürli nordwestlich von Illgau.

*Strudellöcher* bildeten sich im Bisistal bei Ahorenberg, auf Galtenäbnet bei der Riedboden-Hütte, in Illgau, auf Hinter Oberberg, im Hüribach bei Chapf (Koord. 2701.60/1202.85) und im Bett der Muota bei der Suworowbrücke.

### **q<sub>5s</sub> Randglazialer Schotter**

Vom in Kaltzeiten mehrmals ins Becken von Schwyz (Blatt Ibergereg) vorgerückten Reuss-Eis wurden die Kameschotter am Ausgang der Muotaschlucht geschüttet. Darauf liegen randlich Ufermoränen. DU PASQUIER (1891) betrachtete diese Schotter noch als interglazial; sie stammen von älteren Eisvorstössen. Jener der Franzosenschanze östlich des Schlattli (Koord. 2694.05/1205.25), ebenfalls ein randglazialer Schotter, wurde in einem Stausee zwischen Muota- und Chlingen-gletscher abgelagert.

### **Spätglaziale Bachschuttkegel**

Im Oberschönenbuch, im nordöstlichen Blattgebiet, haben sich während des Spätglazials glazifluviale Bachschuttkegel gebildet, die heute nicht mehr aktiv sind.

### **Fossile Blockgletscher**

In den kleinen Kesseln südlich der Axen-Kette zwischen Schön Chulm und Gämsstock haben sich während oder nach dem Abschmelzen der Lokalgletscher Blockgletscher gebildet, die schon lange inaktiv, d.h. nun fossil, sind.

### **Hangschutt mit Blockschutt, z.T. mit Moränenmaterial und zerrütteter Sackungsmasse**

Am Fuss des First bis zur Starzlen ist der Hang sehr oft von gemischtem Material bedeckt: Hangschutt, Blockschutt, Moräne und zerrütteten Sackungsmassen.

### **q<sub>rm</sub> Neoglaziale Moräne**

Auf der Erstausgabe von Siegfriedblatt 399 Muotathal (1882, Aufnahme J. Anselmier 1849 und 1851) wurden keine Gletscher gezeichnet. Selbst das nord-exponierte Kar der Schächentaler Windgällen war eisfrei dargestellt. Der Wall auf 2120 m stammt noch aus dem jüngsten Spätglazial; erst die Moränen dahinter sind der Kleinen Eiszeit (14.-19. Jh.) zuzuordnen. Solche neoglaziale Ablagerungen finden sich auch nördlich des Chaiserstock, nordwestlich des Schwarz Stocks und nordöstlich des Apler Horns.

### **Sackungsmassen**

Sackungen zeichnen sich oberhalb Flüelen–Aldorf im Schutt von «Aldorfer Sandstein» mit Gruontal-Konglomerat ab. Im Gruontal sind von der Süddflanke der westlichen Axen-Kette vorwiegend die Quinten- mit z.T. der Zementstein-Formation und von Hüenderegge–Eggbergen «Wildflys» und Moräne gegen Flüelen (BRÜCKNER & ZBINDEN 1987, SANDRI 1988) gesackt.

Die Spiringer Sackung, bei STAUB (1911) noch Moräne, erkannten JENNY (1934) und BRÜCKNER (1934a, b) als Sackung. Ebenso waren für W. Brückner das Areal Unterschächen–Witerschwenden und Teile der hangenden Axen-Decke vom Chinzigpass zum Höch Pfaffen versackt. Zwischen Gisleralp und Sidenplang haben Rauwacke, schiefrige Quarten-Formation, Lias-Mergel und Mols-Member der Axen-Decke sowie die verschiedenen Mergel des Mättental-Melanges zu ihrem Abgleiten beigetragen.

Nordöstlich der Wasserbergalp ist die Abfolge Betlis-Kalk – Helvetischer Kieselkalk der Silberer- und der Toralp-Schuppen in der Bisistal-Depression versackt, was durch Öhrli-, Vitznau- und Drusberg-Mergel im Liegenden begünstigt wurde.

Berüchtigt sind Sackungsmassen von Helvetischem Kieselkalk auf N-fallendem Schiefer am Nordhang des Schwarz Stocks südwestlich von Muotathal. 1944

bedrohte ein Schlipf das Tal, 1962 fuhr erneut Gestein bei Brächen zu Tal. H. Stauber propagierte Gräben im Quellareal, deren Bau eine Beruhigung brachte (OBERFORSTAMT SCHWYZ 1983). Südlich von Sisiger Spitz – Driangel ist vorwiegend Diphyoides-Kalk versackt und zerrüttet.

Am Wandfuss der Heubrigsflue bis Prugel sackten Diphyoides-Kalk und Helvetischer Kieselkalk auf Vitznau-Mergel und Palfris-Formation. Die Sackungsmassen rutschen regelmässig, wie im Herbst 1998, zusammen mit Sturzgut und Moräne bis an den Bach ins Starzlental nieder.

### **Rutschmassen**

Auf der Nordseite des Schächentals bildeten sich Rutschungen in Moräne und paläogenen Gesteinen. Wo Palfris-Formation und Vitznau-Mergel die Oberfläche erreichen, sind Rutschungen häufig: Sturzgut rutscht fast auf der ganzen Nordseite des Starzlentals unter der Kieselkalk-Wand bis zum Bach und droht diesen zu stauen. In diesem Gebiet gleiten auch grosse versackte Pakete von Diphyoides-Kalk und Helvetischem Kieselkalk. Am 26.8.1997 hat sich unter Schafmatt – Schluecht eine grosse Masse gelöst.

Der Amden-Mergel im Gebiet Illgau-First fördert oberflächliche Rutschungen.

Auch Unterwasserrutschungen ereigneten sich; 1687 löste eine Rutschung im Muotadelta einen Tsunami aus, der die Ufer des Vierwaldstättersees überflutete (SCHNELLMANN 2004, SCHNELLMANN et al. 2002, 2005, 2006).

Ein spezieller Typ von Rutschung, ein echter *Blockstrom*, stellt jener von Schwarzenbach, in einem rechten Ast des Bisistals, dar. Gegenüber hochalpinen Blockströmen (Blockgletschern) in 2500–3000 m ü.M. gleitet der bis 1100 m herabreichende Bisistaler Blockstrom nicht auf Toteis, sondern auf feuchtem Tonstein des steilstehenden Mols-Members; die Blöcke aus Quinten-Kalk stammen vom Chupferberg (Blatt Linthal), bilden Stirnwülste und bewegen sich entlang einer Gleitbahn mit 5,7 cm/a (JÄCKLI 1955).

### **Fels- bzw. Bergsturzablagerungen**

Vom Höch Egg östlich der Eggbergen löste sich im ausgehenden Hochglazial Matt-Sandstein und Gruontal-Konglomerat, was Erratiker in Rückschmelzstaffeln im Knonauer Amt belegen (HANTKE 1980). Noch im Spätglazial brachen im Hüttenboden und im Gruontal Blöcke auf Eis nieder.

Talparallele Klüfte sind am Urnersee offenkundig (HANTKE & SCHEIDEGGER 2003). Beim Bau der Umfahrungstunnels Flüelen haben uferparallele Klüfte Felsstürze begünstigt.

Im Buggital fuhren 1801 bei Regen 5 Mio. m<sup>3</sup> Fels zutal und unterbrachen die Verbindung Sisikon – Flüelen (HUBER 1982). Die Schwallwelle überflutete Sisikon,

zerstörte Häuser und forderte Tote (ALB. HEIM 1919, 1932). 1955 riss eine Sprengung die Axenstrasse über 14 m weg. 1992 löste eine Felsplatte von 13 500 m<sup>3</sup> eine Sturzwelle aus, die mit 140 km/h über den See raste, aber mit nur 65 cm Höhe die Schiffstation Rütli erreichte (MÜLLER 1992). Im Spätwinter 2009 durchbrach Fels die Schutzgalerie am Axen und legte den Verkehr über Wochen lahm.

Im vorderen Riemenstaldner Tal brach 1629 der Chämlezen-Sturz nieder; 1979 löste sich nordwestlich der Kapelle eine Sackungsmasse (KAPP 1988b). 1981 und 1985 ereigneten sich Stürze im Läckiwald. 1988 zeigten sich östlich der Binzenegg erneut Risse; dann brach der Büelacher Sturz über 1,8 ha nieder (KAPP 1988a).

Der Schrattenkalk-Sturz am SW-Grat von Chaiserstock – Chli Chaiserstock ist durch Klüfte vorgezeichnet. Von der SE-Seite der Chaiserstock-Kette stürzten im Spätglazial Felsmassen auf Eis und überschütteten die Seenalp. Im Lang Egg wurde das Trümmergut zu Moränenwällen geformt. Auch an der Nordseite des Chaiserstock stürzte Gestein an Scherflächen auf abschmelzendes Eis.

Kleinere Stürze ereigneten sich am Wasserbergfirst, bei Gigen, Figgen und im Hürital. Vom Prugel über Muotathal–Goldplangg ins Riemenstaldner Tal, im Hüri- und im Bisistal ereignen sich an Störungen Felsstürze. An der Heubrigflue bricht noch immer Kieselkalk ins Starzental.

Vom Eingang ins Bisistal hat schon SCHEUCHZER (1716) einen Sturz erwähnt. Bei Unter Gschwänd fuhr von der Kieselkalk-Stirn an der Ischfad-Scherstörung Helvetischer Kieselkalk auf die Steinweid nieder. Oberhalb der Gizenenbrugg (Rambach) fuhr 1873 ein Sturz nieder und verschüttete den Fahrweg zum Stoons; 1879 erreichte ein weiterer vom Unter Gibel die Talstrasse.

Von der Fallenflue brachen im Spätglazial Drusberg-Member und Schrattenkalk in den Muota-Talboden nieder. Am Firstspitz östlich von Illgau löste sich Wang-Formation, glitt auf Eis über Amden-Mergel bis unters Vorder Steinhüs. Das jüngere Trümmerareal ist heute bewaldet; am Wandfuss liegt jüngstes Abbruchgut.

Am 28.11.2010 sind im Muotatal beim Mettelbachfall (Koord. 2699.0/1204.6) 100 000 m<sup>3</sup> Gestein heruntergestürzt.

#### **q<sub>a</sub> Alluvionen**

Im untersten Urner Reusstal liegt die Felssohle etwa auf Meeresniveau (HANTKE & BRÜCKNER 2011); ein grosser Teil der Auffüllung erfolgte durch Alluvionen.

Zwischen Bauen und Sisikon liegt die Felssohle im Urnersee 627 m unter dem Seespiegel, d.h. in –193 m ü.M. (FINCKH et al. 1984, ANGEHRN 1990).

Um 5000 v.Chr. schüttete der Schächen noch ein Delta in den Urnersee. Im Sediment zeichnet sich eine Verzahnung von Reuss- mit Schächen-Gut ab (HALDIMANN 1994a, b, EBERLI 1998). Um Christi Geburt reichte der See bis Alt-

dorf. Das Gebiet südlich von Flüelen war versumpft. Noch Mitte des 16. Jhs. endete der See in Seedorf, 300 m südlich des 1556 erbauten Weiher Schloss A Pro.

Bei der Eggbergen-Talstation wurden in siltig-tonigen Seesedimenten in 4 und 11 m Tiefe bis 20 cm dicke Stämme durchbohrt (SCHNEIDER 1990). Im Grossried südlich von Flüelen boten SBB-Unterführung (LOMBARDI & BALESTRA 1976) und Bohrungen für die Umfahrung Flüelen Einblick in die Reuss-Alluvionen:

Verlandungssedimente mit Pflanzenresten und Schnecken liegen zwischen 0,5 und 4 m; darunter folgt Kies mit Geröllen aus helvetischen Decken, Aar-Massiv und nordhelvetischem Fels, um 60% Schächchen-Gerölle. Liegende Seesedimente zwischen 1 und 17+x m enthalten 2–9% organisches Gut (SCHNEIDER 1990).

Hinweise zum Seeufer um Flüelen vermitteln: Burg Rudenz (1369), Ziegelhütte (1560), Alte Kirche (1663); in Seedorf (Blatt Engelberg): Turm (um 1200), Kirche (1283) und Kloster (vor 1635). Auf der Erstausgabe von Siegfriedblatt Isenthal (1895) ist das Grossried eine verlandete Stillwasserbucht. Reuss-Arme mit tonig-sandigem Gut verliefen von Allmeini gegen Flüelen (LUSSE 1834, FRYBERG 1995, S. 203). 1855 erfolgte die Reusskorrektur, mit dem Bahnbau 1879 die Hafen- und Ufergestaltung. Vermessungen des subaquatischen Deltas vor 1882 ergaben in 27 Jahren 4 Mio. m<sup>3</sup> Zuwachs, was 150 000 m<sup>3</sup>/a entspricht.

### *Talboden der Muota*

Den Felstrog des Muotatalts hat noch AEBERLI (1998) als glazial übertieft betrachtet. Um Grossmatt ergab die Geoelektrik über 500 m Trogtiefe. Dies konnte S. de Haas (in AEBERLI 1998) reflexionsseismisch nicht bestätigen; der Fels läge in 120–200 m Tiefe mit einem Steilabfall (Längsstörung?) in der Talmitte (Fig. 6). Zwischen Sand und Müli verlaufen talparallele Störungen.

Mit dem Zurückschmelzen des letzteiszeitlichen Muota- und Chlingen-Eises stauten Muren und Felsstürze im Tal seichte Seen; Spiegelschwankungen bewirkten Eintiefen und Verfüllen, Nachstürze eine Verschüttung. Eine Bohrung bei Selgis (Koord. 2695.310/1205.135) hat unter 2,8 m sandiger Kies bis zur Endtiefe (50 m) Seebodenlehm getroffen (P. Gander, Jäckli AG, schriftl. Mitt.). Rufen (Murgänge) vom Blackerli haben die Muota nach Norden abgelenkt, wo diese einen Talboden ausgeräumt hat. Rufen von Mettenbach (Tristel) und Rambach haben talauf einen See gestaut, Schutt von Moräne von Hüri- und Bürgeligletscher und von Chrummen- und Hellbach haben diesen verfüllt. Rufen vom First liessen an der Konfluenz von Starzlen- und Bisistal einen weiteren Talboden entstehen.

Gruebiwald-Schuttgut stautete im Schwandboden eine nächsthöhere Stufe. Noch im Seeberg-Vorstoss des Muotagletschers trat Robutzli-Eis von der Charetalp hinzu (S. 42). Auf 1100 m liessen Stirnmoränen im Schlänggen einen Talboden entstehen; ein noch höherer bildete sich im Sali auf 1130 m.

Westlich von Ried liegen unter Verlandungssedimenten Seelehme, dann 3 m Muotatal-Schotter, ausgeschmolzene Obermoräne späteiszeitlicher Vorstösse, da-

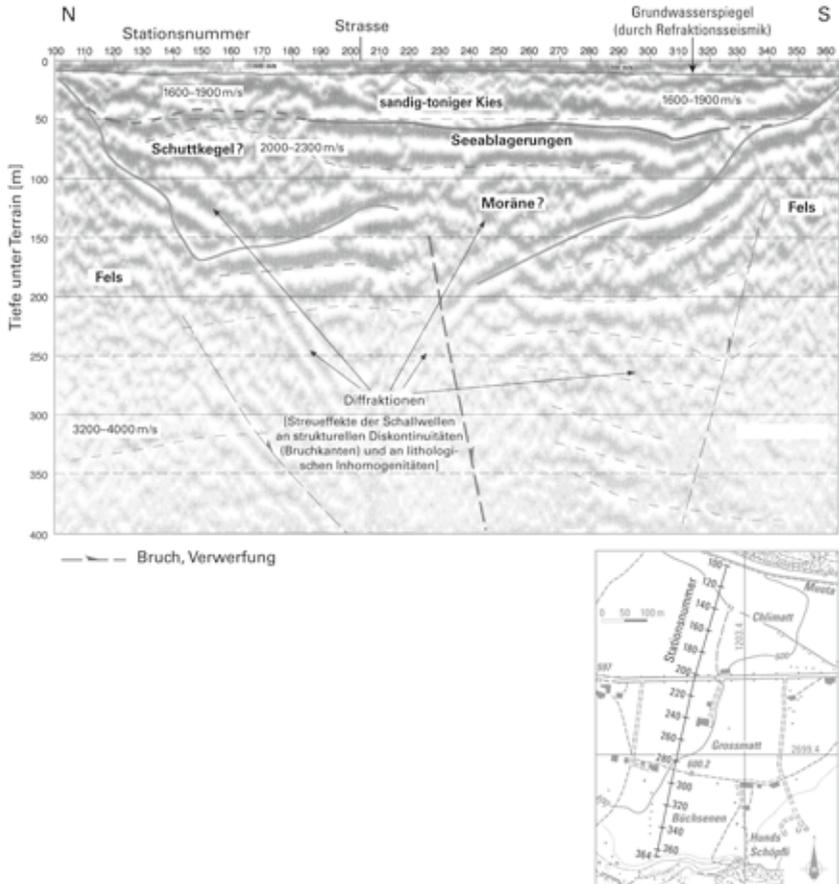


Fig. 6: Reflexionsseismisches Querprofil durch das mittlere Muotatal von Büchsenen zur Chlimatt (nach S. de Haas in AEBERLI 1998; vgl. auch WILDBERGER & MÜLLER 2007).

runter 3,5 m geschichtete tonig-siltige Seesedimente. Westlich von Selgis war die Basis in 50 m Tiefe noch nicht erreicht. Zwischen Ried und Rambach liegt der Schotter unter Hangschutt. Rambach-Rüfen dämmen «Bi de vordere Brügg» ein Becken ab. Gegen Muotathal deuten 50–60 m mächtige Schotter mit tonig-sandigen Linsen, Steinen und Blöcken auf kurzen Wildwassertransport. Um Schachen-Adelmatt liegen Schotter auf Seesediment mit Grundwasserspiegel, je nach Wasserführung der Muota, in 7–15 m Tiefe. Muren stauten im Tal oft Seen, die heute ganz verlandet sind: von Ober Rüteli und Rambach den Nuschlauer, vom Teufbach den Fugglensee, im Bisistal der Driangel-Fächer den Seeburgsee, vom Trittli den Salisee.

Im Bisistal staute Sturzgut auf Steinweid und Lawinen von Laui einen flachgründigen, von Schmelzwässern und Grundwasseraustritten genährten See. Der Lawinenwinter 1999 hat gezeigt, dass viele Schuttkegel von Lawinen stammen. Die vom Geissberg abgefahrene Lawine schlug eine Bresche in den Schutzwald, staute die Muota bei Laui und schnitt das Bisistal über Wochen von der Umwelt ab.

### *Hochwasser*

Um den Urnersee liessen Starkregen und Schneeschmelze Reuss, Schächen, Gruon- und Riemenstaldner Bach schon im 8. Jh. über die Ufer treten und seither über weitere 30 Male.

Vom Riemenstaldner Bach sind Hochwasser von 1416, 1480, vom Gruonbach von 1519, 1600 und 1629 bekannt. Im 18. Jh. häuften sie sich; 1854 drängten sich Verbauungen auf. 1975 und 1977 riegelten Chilewald- und Haltenbach das Tal ab. Die Unwetter 1980–1982 zwangen zur Verlegung der Talstrasse.

Die Seebeben von 1601 und 1687 mit subaquatischer Rutschung im Muotadelta, der Rütli-Felssturz von 1769 und der Rotenflue-Sturz liessen den See in Flüelen, Brunnen und Treib über die Ufer treten. 1762 war die Ebene Attinghausen-Seedorf-Flüelen von der Reuss, jene von Ibach bis Brunnen von der Muota (SCHALLER-DONAUER 1937) überflutet; 1784 hatten Reuss und Schächen Flüelen überschwemmt. Im Mai 1999 erreichte der See mit 434,94 m, im August 2005 mit 435,21 m, beide ohne Schaden zu hinterlassen, einen Jahrhundert-Höchststand (langjähriges Mittel 433,58 m). Das August-Hochwasser führte zu schwach spürbaren Erdbeben im Muotatal (HUSEN et al. 2007).

Manche Ereignisse lassen sich mit Hochwassern verbinden: Turbidite und Homogenite in Sedimentkernen mit dem Erdbeben von 1601, den Trübeströmen von 1868, 1987, dem Axen-Felssturz von 1801, den Urner Beben von 1774 und 1779, mit Rutschungen im Reussdelta, dem Schwandenflue-Felssturz von 1769, Erdbeben mit Rutschungen im Reussdelta von 1755, im subaquatischen Muotadelta von 1687 (BÜNTI 1914, BILLETTER 1916) und mit dem Trübestrom von 1342. Sie belegen Sedimentationsraten zwischen 0,76 (1601–1687) und 0,93 g/cm<sup>2</sup>a (1868–1960); nur 1801–1868 lag diese mit 1,28 g/cm<sup>2</sup>a höher. Grösste Raten zeigten das Delta des Reuss und des Isitaler Bachs. SIEGENTHALER & STURM (1991b) datierten 16 Ex-

trem-Ereignisse in den letzten 1000 Jahren. Die grössten Turbidite ereigneten sich 1342, 1869 und 1987. Selbst Extremhochwasser haben die Sedimentationsdynamik kaum verändert. In den letzten 400 Jahren wurde 1,5 m (3,75 mm/a) geschüttet.

Seit 1895 wurde im Urnersee Sand und Kies ausgebeutet, ab 1905 am Reussdelta, am Anfang bescheidenem Umfang. Mit immer grösserem Baggern nahmen die Schäden im Uferbereich bedrohlich zu; das Baggern musste beschränkt werden. 1986–1991 wurde die Reussmündung neu gestaltet (FRYBERG 1995), 1989 der linke, 1991 der rechte Arm geöffnet und eine naturnahe Entwicklung ermöglicht. 2001 wurde begonnen, die Inseln Neptun und Lorelei mit Ausbruch von Gotthard-Basistunnel und Flüeler A4-Umfahrungstunnel aufzuschütten, total 2,6 Mio. t, und der Kiesabbau, der landwärts zu Erosion geführt hat, wurde gestoppt (LANG 2002).

Die seichte Vierwaldstättersee-Bucht von Ibach (Blatt Ibergeregge) wurde nach dem Zurückschmelzen des Reuss-Eises von der Muota und den Schwyzer Bächen zugeschüttet. Beim Tsunami von 1687 brach im Muotadelta eine 200–500 m breite Schneise von 107 m<sup>3</sup> aus (HUBER 1980).

Muota-Hochwasser sind überliefert von den Jahren 1318, 1452, 1584, 1592, 1629, 1639, 1651, 1680, 1726, 1761, 1762, 1764, 1765, 1774, 1777, 1778, 1831, 1906, 1910, 1915, 1936, 1939, 1953, 1969, 1977, 1981 und 2005. Sie führten zu Überflutungen und veränderten die ufernahen Gebiete. 1761 staute der Rambach, 1910 die Starzlen die Muota. Verbauungen, Begradigungen (1911–1913) und die Wehri unter dem Herrgottstutz schufen Abhilfe (GWERDER 1986, 1991).

### **Sümpfe, Torfmoore**

Mit dem Zurückweichen des Muotagletschers bildeten sich im Muota- und Bisistal von Murkegel gestaute Flachseen, die im Spätglazial verlandeten. Im über 60 m tiefen einstigen Muotataler See förderten Bohrungen in der Hundschöpfli in 20–34 m Tiefe sandigen Lehm mit Steinen und einzelnen Blöcken, in 1–5 m mit Torf und Holz: Rüfenschutt des Hellbachs.

Bei Liplisbüel dämmten Ober- und Endmoränen des Hürigletschers «Im Grund» kurz Seen ab; diese wurden mit Schutt verfüllt und verlandeten. Im Talboden von Wängi sind Geschiebe aber eingeregelt. Nach Abschmelzen des Taleises bildeten sich Wasserlachen; jene auf Alp Wasserberg (Siegfriedkarte 1882) waren 1912 verlandet (HAUSWIRTH 1913).

Vom Elektrizitätswerk des Bezirks Schwyz (EBS) wurden einstige Seen zu Ausgleichsbecken umgestaltet: 1960 der Seebergsee (783 m), 1962 jene auf Waldi (1406 m) und im Sali (1133 m); 1966 der Selgissee (548 m) und das Becken von Liplisbüel (1194 m).

Im oberirdisch abflusslosen Chalbental (Koord. 2707.2/1202.4/1584 m) lag noch im Spätglazial ein See, der sich nach dem Dauerfrost durch Dolinen entleert hat. Auf Mittenwald (2706.05/1203.85/1425 m) lagen auf mergeligen «Flubrig-

Schichten» des Selun-Members seichte Seeli, die – wie Untere Flöschchen (2707.35/1203.2/1638 m) und das auf Feldmäss nordöstlich von Hüendereg (2694.4/1195.6) – zu Flachmooren verlandet sind.

Bei Morschach staute Reuss-Eis den Lauibach zu einem Eisrandsee; beim Swiss Holiday Park lagen in 5 m Tiefe Seelehm und Torf, 6 m tiefer Erratiker von Granit, Gneis, Andesit und Taveyannaz-Sandstein.

Das Seeli von Teufböni südlich des Stoos ist verlandet; Teile haben sich zu einem Hochmoor entwickelt. Der Fronbach verschwindet dort in einem Ponor.

Beim Bau des Stausees auf Waldi wurde Torf ausgehoben, wie für die EW-Zentrale östlich von Hinterthal. Noch intakt sind die Vorkommen südlich des Stoos, im Schächental östlich der Eggbergen, südlich von Hüendereg, auf Feldmäss und Ruegig (2695.20/1195.45).

### **Karstbildungen**

Karst ist gekennzeichnet durch Senken ohne oberirdischen Abfluss, unterirdischen Abfluss durch Höhlen und Klüfte in löslichem Gestein (v.a. Kalke). Typisch sind auch Schlucklöcher (Ponore) und Wiederaustritte in ergiebigen Quellen. Das Gebiet Muotatal weist eine Reihe langer Höhlensysteme sowie grosser Quellen (Tab.1) auf. Die Brunnen Hinter Seeberg bilden mit einem mittleren Abfluss von ca. 3 m<sup>3</sup>/s eine der grössten Quellen der Schweizer Alpen. Charakteristisch für alpinen Karst sind auch diverse Kleinformen, welche unter dem Begriff Karren zusammengefasst werden können (MONBARON & WILDBERGER 2009).

#### *Senken ohne oberirdischen Abfluss*

Im Gebiet von Blatt Muotathal sind Senken ohne oberirdischen Abfluss häufig und bilden oft grössere Areale. Im Schrattenkalk haben sie keine hydrogeologische Bedeutung, da der Abfluss unabhängig vom Relief unterirdisch erfolgt.

#### *Dolinen, Karrenschlote*

Reich an Dolinen und Karrenschloten sind die Kalkhochflächen: Fronalpstock–Stoos–Plangstock, Bol–Bödmerenwald, Schön Chulm – Lidernen, Hinteres Hürital (Chaiserstock–Chinzenberg, Matten) und Galtenäbnet. Ihre Bildung reicht weit ins Pleistozän zurück.

#### *Karrentische*

Wie in angrenzenden Gegenden (BRÜCKNER 1956b, BÖGLI 1961, HANTKE & BRÜCKNER 2011, MONBARON & WILDBERGER 2009) haben sich auch im Gebiet des Blattes Muotathal Karren- oder Lösungstische gebildet, so zwischen Gamper- und Sirtenstock, auf dem Brätt nordöstlich der Schächentaler Windgällen, auf Blüemalpeli nördlich des Chaiserstock. Da sich diese unter letztspätglazialen Erratikern, die vor 12 ka verfrachtet wurden, um 12 cm bewegen, beträgt der korrosive Abtrag im Karst 1 cm/ka (HANTKE 1987a, 2003c).

Tabelle 1: *Wichtigste karsthydrogeologische Systeme im Gebiet von Blatt Muotathal (z.T. blattübergreifend): bedeutende Quellen und Höhlen (A. Wildberger, schriftl. Mitt. 2012).*

<b>Tektonische Position</b>	<b>Topographische Lage</b>	<b>Hauptquellen</b>	<b>Wichtigste Höhlen (Länge in km)</b>
Drusberg-Decke	rechts der Muota	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Brandloch-Quelle (Illgau)</li> <li>· Husmatt-Quelle (Ried)</li> <li>· Müli-Quelle (Ried)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Fallenflue-Höhle-System (Lauiloch + Dreckiges Paradies): 10 km</li> <li>· Brandloch: 2,2 km</li> </ul>
	links der Muota	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Lochbach (Blackerli)</li> <li>· Gütschtobel (Ried)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Gütschtobel-H.: 13 km</li> <li>· Lochbach-H.: 2,6 km</li> <li>· Bawangli-H.: 1,5 km</li> </ul>
Axen-Decke (Kreide)	rechts der Muota	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Schlichender Brunnen (Balm)</li> <li>· Mettlen-Quelle (Bisistal)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Hölloch: 201 km</li> <li>· Silberen-System: 38 km (knapp ausserhalb Blatt Muotathal im Einzugsgebiet Hölloch)</li> </ul>
	links der Muota (inkl. Südseite des Riemenstaldner Tals)	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Wichel-Quelle (Schachen)</li> <li>· Fugglen-Quelle (Guggenhürli)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Réseau Gallice: 3,8 km</li> <li>· Böllenhöhle: 2,3 km</li> </ul>
Axen-Decke (Jura)	beidseitig der Muota im Bisistal	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Brünnen (Hinter Seeberg)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· JYM 5: 1,2 km</li> </ul>

### *Höhlen und Balmen*

In der Axen-Decke bildeten sich in den Kalken der Quinten-, Öhrli-, Betlis-, Schrattenkalk- und Seewen-Formation Höhlen (Fig. 1, Tab. 1). Mergel und mergelig-siltige «Flubrig-Schichten» des Selun-Members wirkten als Barrieren zwischen Schrattenkalk–Brisi-Kalk und Seewen-Kalk. Das mergelige Drusberg-Member bildet oft einen basalen Stauer des Schrattenkalk-Aquifers. In frontalen Teilen der Axen-Decke haben sich Höhlen über mehrere Schuppen des Deckensystems entwickelt. Die Schichtreihe der Drusberg-Decke wirkt sich äquivalent aus, wobei die Wang-Formation teils verkarstet ist und teils als Stauer wirkt (Fig. 1). Das um 1875

entdeckte Hölloch-System zwischen Starzlen und Bisistal ist mit mehr als 200 km vermessenen Gängen (2012) auf gut 7 km<sup>2</sup> das grösste in Westeuropa. Die Formenvielfalt ist im Bildband von MÖCKLI (2000) festgehalten. Im Bisistal hat sich in der Axen-Decke neben kleineren ein zweites grosses Karstsystem von 40 km<sup>2</sup> Einzugsgebiet (Hinter Seeberg – Charetalp – Glattalp – Galtenäbnet) entwickelt. Die Schliessenden Brünnen entwässern das Areal Bödmerenwald–Twärenen–Chraterengrat. Im Muotatal sind mehr als 250 km Höhlen bekannt. Mit über 2,5 m/a Jahresniederschlag zählen die Muotataler Berge zu den niederschlagreichsten der Schweiz.

In Höhlensedimenten wurden Lösungsrückstände in Arealen abseits der Wasserwege abgelagert; detritische Sedimente, Sand und Kies, sind weniger häufig. Warvenartige kalkige Sequenzen deuten auf glaziale Herkunft, Stillwasserlehm und die Bildung verlehmteter Tropfsteine bis 1200 m ü.M. auf den Rückstau von Karstwasser durch das glaziale Starzlen/Muota-Eis im Hölloch-System (WILDBERGER et al. 1992, 2010). Kalksinter ist verbreitet; Huminstoffe bewirkten gelb-rote Färbung.

Über das Höhlenalter bestehen Hinweise aus der Landschaftsanalyse (HANTKE 1982) und Verknüpfung mit Höhlenmorphologie, Hebungs- und Abtragungsraten von Höhlensedimenten. Neben quartären enthalten diese Sedimente auch aufgearbeitete Pollen aus dem Paläogen, der Kreide und dem Jura (GRONER 1985). Datierungen von Sinter deuten auf Beginn der Verkarstung spätestens im Mittleren Pleistozän. Berechnungen mit Hebungs- und Abtragungsraten stellen ihn schon ins Pliozän (WILDBERGER et al. 1992, 2010).

In verschiedenen Höhlen sind im Laufe der letzten Jahre eine Vielzahl von Tierknochen gefunden und ausgewertet worden (IMHOF 2012, 2013). Mittels <sup>14</sup>C-Datierungen konnten die meisten Knochen dem Späten Pleistozän und dem Holozän zugewiesen werden. Teils handelt es sich um verunglückte Wildtiere, teils um Abfall von Jagdbeute oder von Haustierschlachtungen. Es konnten gegen 60 Wirbeltierarten – vom Braunbären über Wolf und Luchs bis zur Alpenspitzmaus – bestimmt werden.

<sup>14</sup>C-Datierungen von Holzkohlen belegen frühbronze- sowie früh- und spät-eisenzeitliche Nutzung von Balmen als Jagd- und Hirtenunterkunft. In der Eishöhle «La Glacière» (Koord. 2699.8/1200.3/1900 m) westlich von Achslen liegt Eis, welches ein Alter von mehreren Jahrtausenden aufweisen dürfte (GWERDER 1991).

Unter Geotopschutz zu stellende Höhlen wurden von der SGH (2003) vorgeschlagen.

## TEKTONIK

Die von OBERHOLZER (1908a, b, 1910, 1933, 1942) im Glarnerland erkannten helvetischen Decken lassen sich mit Korrekturen (HELBLING 1938, BRÜCKNER 1947b, 1956a, BRÜCKNER & ZBINDEN 1987, TRÜMPY 1949, 1969, 1998, HANTKE 1961, 1995) zwischen Prugel und Klausen zum Urnersee (BUXTORF 1912) verfolgen.

Auf dem Gebiet von Blatt Muotathal folgen sich von Süden nach Norden, d.h. tektonisch von unten nach oben:

### *Infrahelvetikum*

- autochthon-parautochthoner nordhelvetischer Flysch
- Mättental-Melange («Wildflysch»)

### *Helvetikum*

- Axen-Decke, durch interne Überschiebungen im oberen Teil gegliedert in Bächistock-, Unteren und Oberen Silberen- und Toralp-Schuppe
- Drusberg-Decke

Verfolgt man diese Decken längs des Streichens, ergibt sich an der Querstörung im Urnersee ein bedeutender struktureller Wechsel (vgl. PFIFFNER 2011, PFIFFNER et al. 2010).

## INFRAHELVETIKUM

### **Nordhelvetischer Flysch**

In der SW-Ecke des Kartengebiets ist als tektonisch tiefstes Element der nordhelvetische Flysch aufgeschlossen. Dieser Flysch ist jünger Teil der autochthonen Sedimentbedeckung des Aar-Massivs. Inwiefern der nordhelvetische Flysch tektonisch etwas abgekoppelt ist vom darunterliegenden Mesozoikum und somit als parautochthon bezeichnet werden müsste, ist im Gebiet von Atlasblatt Muotathal nicht feststellbar. In Analogie zu den Gebieten im Süden und Osten ist eine gewisse Allochthonie zumindest wahrscheinlich.

Im unteren Schächental fallen die Schichten der Elm-Formation steil gegen Norden ein. Im Umfahrungstunnel von Flüelen waren in der Elm-Formation intensive Faltungen mit tauchenden Antiklinalen zu erkennen (SCHNEIDER 1989, 1990). Die Elm-Formation zeigt eine intensive Kleinfältelung.

## Mättental-Melange

Unter der Axen-Decke liegt im unteren Schächental ein kleinräumig verfaltetes Melange mit südhelvetischen und nordhelvetischen Elementen als Komponenten. Dieses Melange entstand bei der Platznahme der Axen-Decke auf dem nordhelvetischen Flysch. Dabei wurden Elemente südhelvetischer Herkunft aus dem Hangenden der Drusberg-Decke überfahren und Elemente nordhelvetischer Herkunft vom Liegenden abgeschält und dem Melange einverleibt. Im Gebiet von Atlasblatt Muotathal sind die südhelvetischen Elemente der Blattengrat-Decke zuzuordnen, liegen aber nicht als kohärentes Deckenpaket, sondern als Schollen und Linsen in einer mergeligen Matrix vor. Frühere Autoren bezeichneten diese Einheiten als «Wildflysch» (OBERHOLZER 1933). Die Auflagerung der spätkretazischen und känozoischen Elemente des Mättental-Melanges auf den nordhelvetischen Flysch ist trotz Rutschungen und Sackungen einwandfrei erkennbar. Bei der Überföhrung durch die Axen-Decke wurden die Schichten intensiv verfaultet und zerschert, weshalb ihr Einfallen grossen Wechseln unterworfen ist.

## HELVETIKUM

### Axen-Decke

Die nach dem Axen, der Felsschulter und Gebirgskette östlich des Urnersees benannte Axen-Decke (BUXTORF 1908) kann auf der Nordseite des Schächentals über den Klausen nach Osten bis in die Glärnisch-Kette als durchhaltende Decke ausgeschieden werden. Gegen Westen setzt sie sich über den Urnersee und über Engelberg-Brünig bis ins Berner Oberland fort.

Östlich des Urnersees ist die Axen-Decke durch mehrere Überschiebungen unterteilt. Der untere Teil, an dem jurassische, kretazische und paläogene Sedimente beteiligt sind, kann in einen kleineren *Süd-* und einen grösseren *Nordlappen* unterteilt werden (BUXTORF et al. 1916, BRÜCKNER 1956a), getrennt durch eine antiforme Synklinale (Fig. 7) mit paläogenen Sedimenten im Kern («Axenmättli-Mulde»). Im oberen Teil liegt ein Schuppenbau vor, an dem kretazische und selten paläogene Sedimente beteiligt sind.

In der Axen-Decke zeichnet sich ein deutliches Axialgefälle der Falten vom Urnerseeufer gegen das Bisistal hin ab.

Der Deformationsstil der Axen-Decke ist stark von der Fazies beeinflusst und deshalb sehr heterogen. Mergelabfolgen zeigen plastisch-disharmonische Falten, während mächtigere Kalkpartien zerbrochen und verschuppt sind. Die Kalk-Mergelkalk-Wechselagerung der Öhrli-Formation ist u.a. im Süden der Axenflue

spektakulär verfaultet. Die Strukturen zeigen vielerorts Unterschiede zwischen den Oberflächen- und den Tunnel-Beobachtungen, so erscheint im Stutzegg-Axenberg-Bahntunnel der Eozän-Kern der Axenmätteli-Synklinale flacher gelagert (BRÜCKNER 1956a, S. 388f., SCHINDLER 1969).

Zahlreiche Brüche zerschneiden die Axen-Decke. Sie reichen von einfacher Verwerfung – typischerweise in Kalksteinen, besonders im Schrattenkalk – bis zum markanten Bruch mit bedeutendem Versatz. Im Gebiet zwischen Spilauer Stock und Bisistal, wo Quinten- und Zementstein-Formation mächtig ausgebildet vorliegen, sind die bedeutenden Brüche meist ESE–WNW ausgerichtet und zeigen eine relativ normale Bewegung des Nordteiles. Im Helvetischen Kieselkalk und vor allem in den jüngeren Formationen darüber existieren mehrere Vorzugsrichtungen der Brüche, mit einer dominierenden SSE–NNW- bis S–N-Orientierung; der Versatz ist vertikal mit einer untergeordneten Horizontalkomponente.

### **Axen-Süd- und -Nordlappen**

Die tauchenden Antiklinalen in den mesozoischen Kalken, getrennt durch die paläogenen Sedimente am Axenmätteli (vgl. Profil 1, Taf. I), waren schon den frühesten Bearbeitern aufgefallen. ALB. HEIM (1883, 1891) suchte die beiden Lappen am Axen mit einer überkippten Synklinale (streng genommen einer «synklinalen Antiform») am Axenmätteli zu verbinden. Neuaufnahmen (BRÜCKNER 1956a, HANTKE 1961, SCHINDLER 1969) zeigten, dass diese Deutung noch nicht restlos geklärt ist.

Nord- und Südlappen sind beidseits des Urnersees durch eine steile Verwerfung getrennt (TOBLER 1885, 1905, BUXTORF 1912, ALB. HEIM 1921, ANDEREGG 1940). Vom Seeufer ansteigend, verringert sich ihr Versatz. Wie im Übersichtsprofil von S. Schmid in FUNK et al. (1983) dargestellt, vereinigen sich gegen Süden, gegen die Quinten-Formation, die beiden tauchenden Antiklinalen, zweigeteilt durch Parasitäre Falten (vgl. Profil 1, Taf. I). Im Kartenbild gegen Osten, im Profil gegen Süden, schneidet die basale Überschiebung der Axen-Decke zunächst die tauchenden Doppel-Antiklinale von Quinten-Kalk mit ihrem verkehrtliegenden Schenkel von unterster Kreide ab; dann stellt sich über der Basalüberschiebung der Axen-Decke eine Normalserie mit Dogger und Lias, welche am Klausenpass und noch weiter im Osten auf der Trias liegt. Diese Geometrie kann so interpretiert werden, dass der Abscherhorizont der Axen-Decke von Süden nach Norden stufenweise von den Evaporiten der Trias in die Mergelabfolge des unteren Lias und dann in den Tonstein des basalen Doggers aufsteigt. Im Bereich der Kalke des Malms und der Kreide bildet der Abscherhorizont eine Rampe bis hinauf in die paläogenen Sedimente. An dieser Rampe entwickelten sich die Antiklinalen von Axen-Süd- und -Nordlappen. Der Bereich liegt am Übergang von der mächtigen überschobenen Normalserie der Axen-Decke im Osten (Glärnisch–Klausenpass) in den Faltenbau der Axen-Decke östlich des Urnersees. Die Abrenzung von



Axen-Süd- und -Nordlappen wurde auf Figur 7 so vorgenommen, dass sie der Spur der Achsenebene der antiformen Synklinale zwischen den beiden Lappen folgt, die gegen Osten bald die Deckenbasis erreicht. In der Nähe dieser Grenze bei Fluerüti – im mittleren Gruontal – ist die Quinten-Formation über eine verfaltete Abfolge von Dogger und Schilt-Formation überschoben.

Die interne Struktur von Süd- und Nordlappen erscheint westlich des Urnersees in etwas anderer Form (vgl. ANDEREGG 1940, HANTKE 1961, SCHINDLER 1969, FUNK et al. 1983, PFIFFNER 2011). Der Axen-Südlappen, der westlich des Urnersees, im Chaiserstuel-Areal (Blatt Beckenried), noch den Hauptteil der Axen-Decke ausmacht, verschwindet im oberen Gruontal unter dem Axen-Nordlappen. Gegen Osten, im Glarnerland, erscheint im Luchsinger Tal (Blatt Linthal) unter der Axen-Decke erstmals die Mürtschen-Decke, die das Gebiet von Blatt Muotathal aber nicht erreicht.



Fig. 7: Strukturgeologische Karte des Gebiets von Blatt Muotathal, mit dem Verlauf der Überschiebungen und Spuren der Achsenflächen der Grossfalten. 1a-6: Lage der Profile (Taf. I).

Prachtvolle *Kniefalten* im Jura der Axen-Decke finden sich im hinteren Bisistal, auf Ruosalp unter dem Alpler Stock und unter den Waldstöck (Profil 6, Taf. I). Zwischen Sali und Dürenboden bilden sie beidseits des Bisistals die Bös-Fulen-Antiklinale ab, die sich über die Dogger-Aufbrüche im Robutzli und Brunalpeli in jene auf der Nord- und Ostseite des Bös Fulen fortsetzen (Blatt Linthal).

An der Basis von Höch Pfaffen und Pfaffenturm ist eine Kniefalte in der Abfolge Lias-Schilt-Formation zu erkennen, ebenso im Malm-Stockwerk am Gamperstock. Bescheidener sind die Falten nördlich von Chinzig Chulm ausgebildet.

Eindrücklich ist im oberen Riemenstaldner Tal, am Nordabfall der Chaiserstock-Kette, das Fenster von Chatzenschwanz (Koord. 2695.8/1200.1).

### Bächistock-Schuppe

Am Westende der Axen-Kette, am Rophaien und am Diepen, erkannte bereits BUXTORF (1912), dass die Unterkreide der Axen-Decke repetiert ist (vgl. Profil 1, Taf. I). Schichtparallele Überschiebungen sind dafür verantwortlich. BUXTORF brachte sie in Verbindung mit einer auf der Axen-Decke s.str. gelegenen Reihe von «Zweigdecken» (OBERHOLZER 1908a, b) an der Silberen (Blatt Linthal). Solche «Zweigdecken», hier als Schuppen bezeichnet, erkannte HAUSWIRTH (1913) auch in der Chaiserstock-Kette und im Wasserberg. Ähnliche Strukturen finden sich im gesamten Gebiet von Blatt Muotathal (vgl. Profile 1–6, Taf. I). Im Hürital ist der Helvetischer Kieselkalk auf beiden Talseiten dreimal zu erkennen (Koord. 2701.0/1199.5 und 2701.5/1200.0). Weiter östlich erscheint der Helvetische Kieselkalk an der Flanke des Wasserbergfirst durch Überschiebungen vierfach repetiert, wie rechtsseitig der Muota südwestlich von Ober Saum (Koord. 2705.7/1201.8).

Die Kreide über der unteren Überschiebung am Rophaien kann mit derjenige der «Bächistock-Decke» (OBERHOLZER 1933) im östlich anschliessenden Gebiet von Blatt Linthal verbunden werden. Tatsächlich lässt sich die Basisüberschiebung dieser Bächistock-Schuppe vom Glärnisch ins Bisistal verfolgen. Sie verläuft zunächst um dem Wasserbergfirst herum, auf beiden Seiten des Hüritals 1 km südlich von Liplisbüel, unter Hangschutt südlich der Chaiserstock-Kette und dann westlich von Seenalp über das Spilauer Grätli, den Spilauersee, Schön Chulm zum Urnersee, den sie zwischen Grawegg und Herbizugegg erreicht. Diese *Bächistock-Überschiebung* taucht nach Norden ab und könnte die Deckenstirn durchschneiden (Profil 1, Taf. I).

An der Basis der Bächistock-Schuppe, südlich des Diepen, sind Öhrli-Formation und Viznau-Mergel durch Falten und Überschiebung tektonisch repetiert; dies entspricht den «Ricki-Schuppen» (Fig. 8). Beim Rophaien-Buggigrat liegen zwei Überschiebungen im Hangenden der eigentlichen Bächistock-Überschiebung.

Bei Chämlezen im vorderen Riemenstaldner Tal und bei Gütsch östlich von Riemenstalden wurden Pakete von Schrattenkalk, Nummulitenkalk und Stad-

Mergel der Bächistock-Schuppe von der vordringenden Drusberg-Decke überdreht und an ihrer Basis nach Norden geschleppt.

Die Figuren 9 und 10 geben einen Einblick über den Bau der Bächistock-Schuppe.

### Silberer-Schuppen

Am Fulen und ab dem Rosstock gegen Osten werden Betlis-Kalk und Helvetischer Kieselkalk im Hangenden der Bächistock-Überschiebung durch eine weitere Überschiebung repetiert (vgl. Profile 3–6, Taf. I). Diese *Silberer-Überschiebung* bildet am Fulen eine Klippe und vom Chaiserstock nach Osten eine Schuppe. Die normalstratigraphische Abfolge darüber ist an verschiedenen Orten verdoppelt (nördlich des Chaiserstock, beidseits des vorderen Hüritals bei Hufstättli, westlich und südlich der Arfelstöck, am Wasserbergfirst, östlich der Muota – Fig. 11); der untere Teil wird als *Untere Silberer-Schuppe*, der obere als *Obere Silberer-Schuppe* bezeichnet.

In der Oberen Silberer-Schuppe setzt mit einer nordvergente, subhorizontal liegenden isoklinalen Synklinale eine markante Struktur mit einer Amplitude von mindestens 1 km ein. Ihr Kern besteht aus Seewen-Kalk und ihre beide Schenkel aus Gesteinen der Garschella- und Schrattenkalk-Formation. Diese Synklinale entwickelt sich ab dem Höreli (Koord. 2698.400/1199.630), weiter östlich im Chli und Gross Achslenstock (Fig. 12; Profil 4, Taf. I), bei Ahöreli (2700.100/1201.325) und im Norden des Wasserbergs bei Rot Plangg – Wallis (Profil 5).

Östlich der Muota ist diese bedeutende Struktur nicht mehr vorhanden (vgl. Profil 6). Oberhalb des Höllocheingangs, bei Fedli (Koord. 2703.1/1203.8), befindet sich hingegen in der Bächistock-Schuppe eine ähnliche Synklinale (Profil 6).

An der Westseite des Böllenstöckli (Ostseite des Hüritals) zeichnet sich im «unteren Schrattenkalk» eine antiforme Synklinale ab, die einen N-vergente Faltenbau anzeigt. Analog zu den Verhältnissen am Urnersee («Axenmättli-Mulde»), sind solche ehemals liegenden Faltenumbiegungen durch grossräumige Verkippung im Gefolge einer Anhebung der Externmassive im Süden zu Tauchfalten geworden, mit nach oben schliessenden – eben antiformen – Synklinalen.

Im hintersten Starzlental, ganz am Ostrand des Kartengebiets sichtbar, ist eine Seewen-Kalk-Scholle von der Oberen Silberer-Schuppe abgetrennt und in den mergeligen Formationen der früheste Kreide der darüber gegliederten Drusberg-Decke eingespiesst.

Die Abfolge im Hangenden der Silberer-Überschiebung interpretiert HANTKE (1961) aus faziellen Gründen als westliche Fortsetzung der auf Blatt Linthal definierten Silberer-Zweigdecken (OBERHOLZER 1908a, b). Westlich des Grats Chaiserstock – Chli Chaiser und der Fulen-Klippe brechen die Silberer-Schuppen, aufgrund des axialen Aufsteigens gegen Westen, jäh ab. Die westliche Fortsetzung der Silberer-Schuppen sieht HANTKE (1961, 2006) in der nördlich der Ebene von

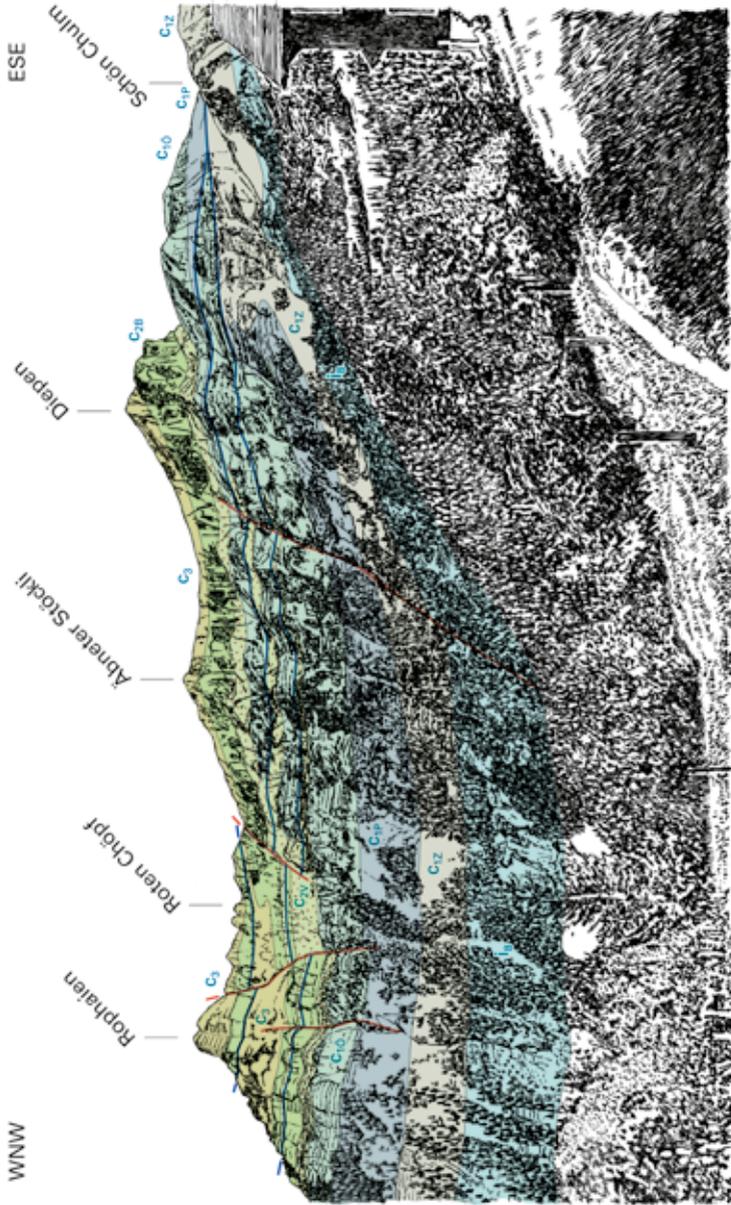


Fig. 8: Die Schuppen in der Öhrli-Formation zwischen Diepen und Rophaien («Röchi-Schuppen»), von den Schattigen Bergen (nördlich der Eggbergen) aus betrachtet. Weiter westlich zeichnet sich die Verschuppung zwischen Axen-Nordlappen und Bächistock-Schuppe im Bettis-Kalk ab; gegen Osten greift sie in die Zementstein-Formation über.

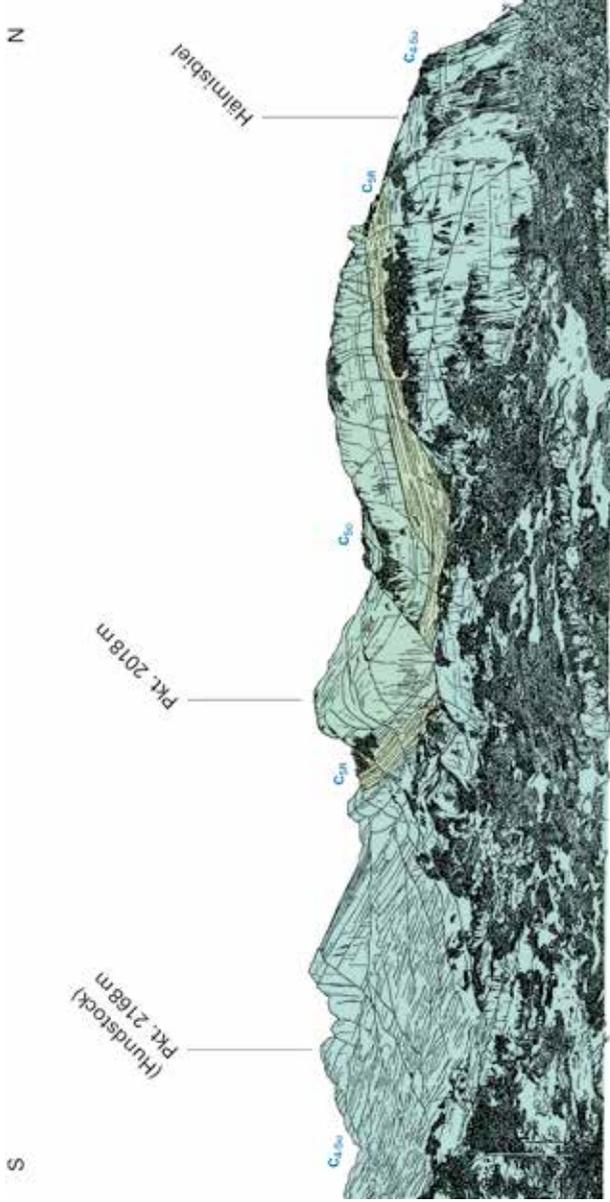


Fig. 9: Halmisbiel – Pkt. 2018 m – Hundstock (Pkt. 2168 m), von Gitschen aus betrachtet (Koord. ca. 2695 05/1198 95). In der Bächistock-Schuppe ist die vollständige Abfolge der Schraffenkalk-Formation mit dem Rawil-Member in der Mitte zu erkennen.

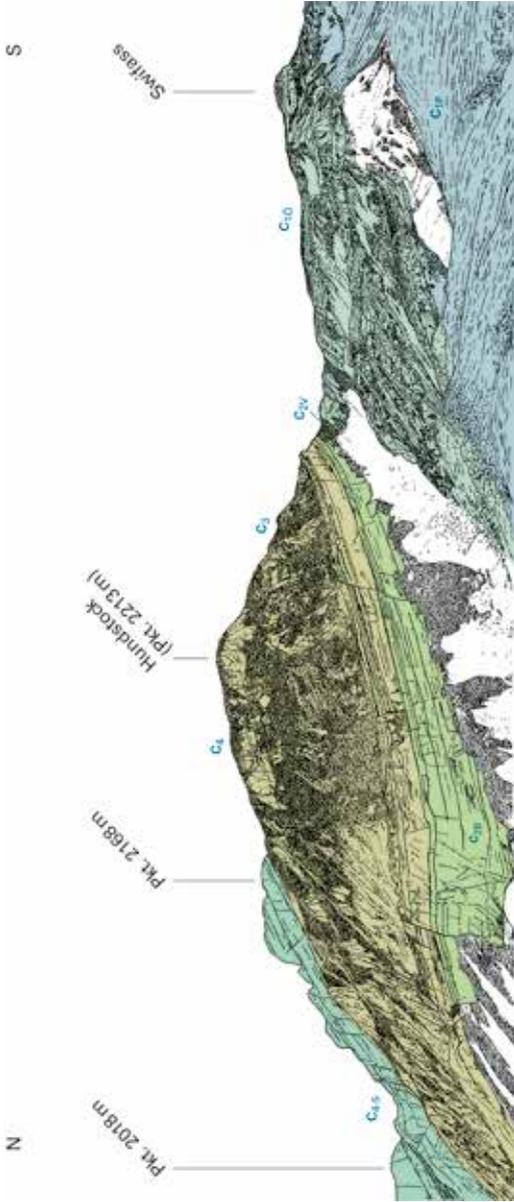


Fig 10: Pkt. 2018 m – Hundstock – Swifass, von Schön Chulm aus betrachtet. Die SW-Ansicht zeigt die früh kretazische Abfolge von Palfris- bis Schratenkalk-Formation.

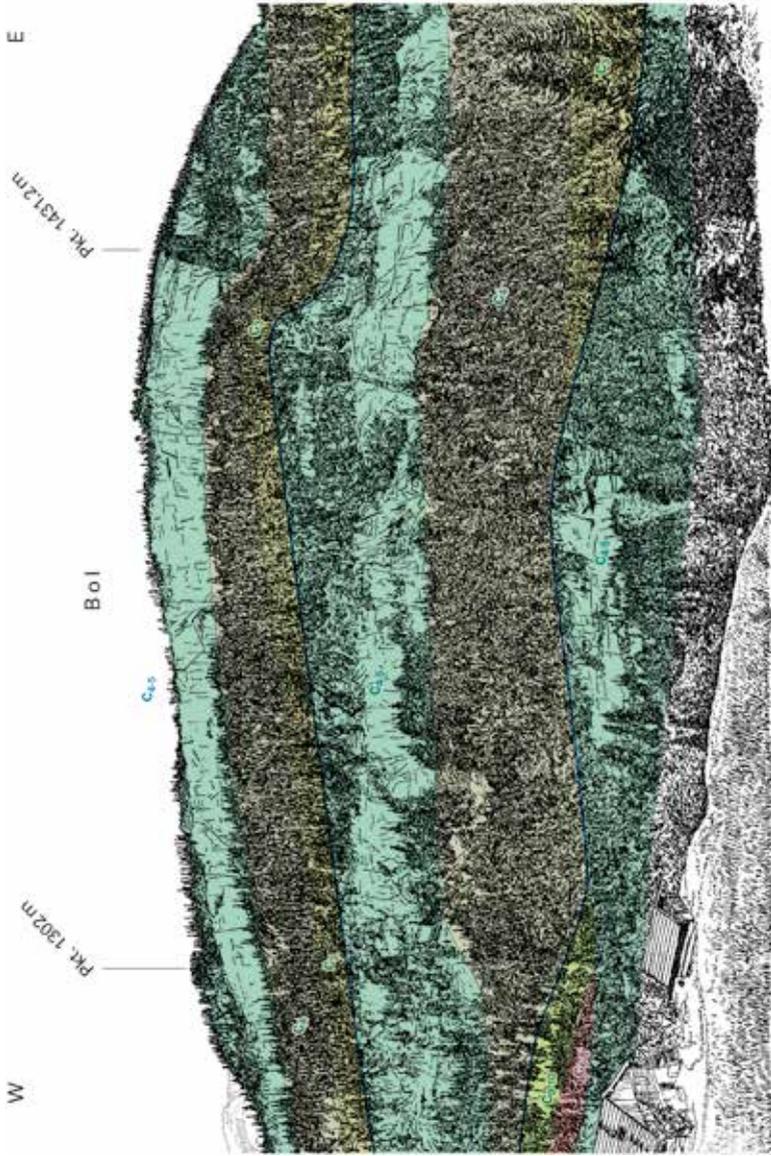


Fig. 11: Blick von Suterren, an der linksseitige Flanke des vorderen Bisistals, gegen die rechte Talseite zum Bol, darunter Gross Band und Mittlist Band. Die Kreide-Abfolge ist dreimal repetiert und bildet die Bächistock-Schuppe (unten) und die Silberer-Schuppen (oben).

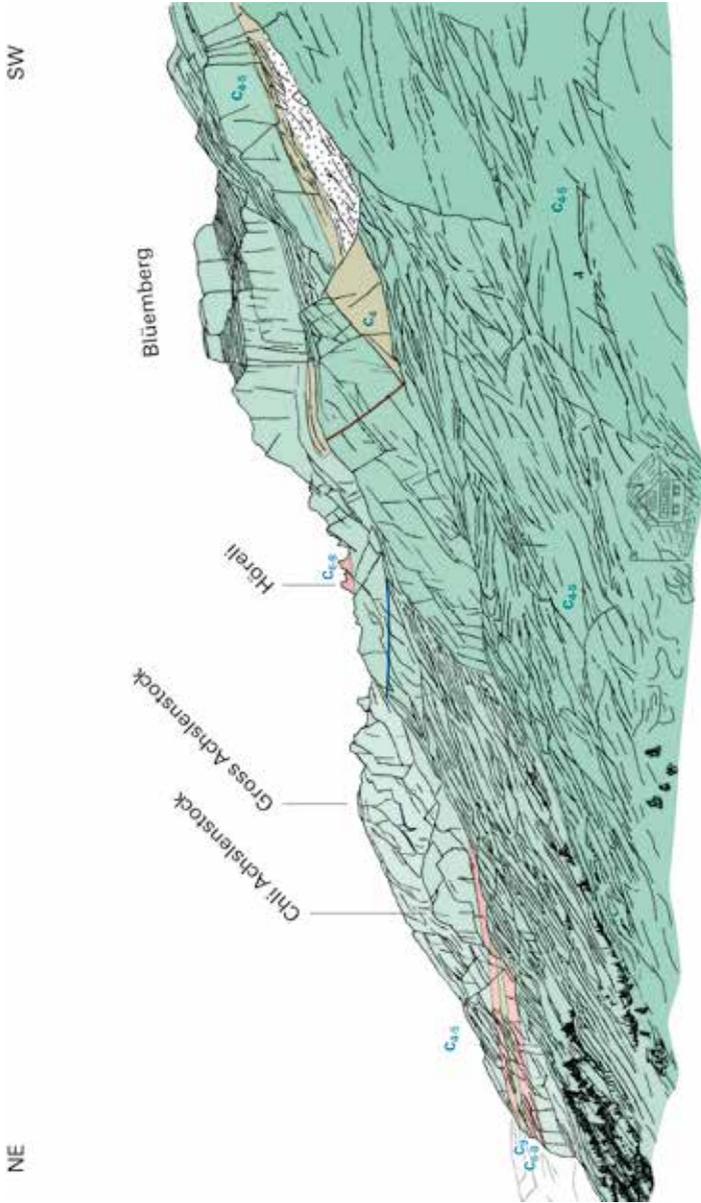


Fig. 12: Das Lidernen-Gebiet (SAC-Hütte): rechts Tierwis- und Schrattekalk-Formation der Bächistock-Schuppe mit einer Antiklinale im Blüemburg, links die subhorizontal liegende isoklinale Synklinale, die die Abfolge von Schrattekalk-, Garschella- und Seewen-Formation der Oberen Silberer-Schuppe im Chli und Gross Achsenstock verfalltet.

Brunnen-Ibach (Blatt Rigi) auftauchenden *Urmiberg-Schuppe* (s. tektonische Übersicht am Rand der Karte), die bei der Platznahme von der darüber gefahrenen Drusberg-Decke an einer lateralen Rampe (der Muotaslucht-Störung zwischen Wolfligs und Ibach) abgesichert und senkrecht zum Kettenstreichen an den Alpenrand verfrachtet worden ist. Als Beleg hierzu dient HANTKE (op. cit.) die Faziesgleichheit zwischen den Gesteinen der Chaiserstock-Kette und des Urmibergs. Zugleich treten die einzelnen Schichtglieder am Urmiberg in der gleichen Reihenfolge wieder auf, wie sie bei der Abscherung in der Chaiserstock-Kette – infolge des Anstieges der Fallachsen gegen die Urnersee-Kulmination – ausfallen. Für den Autor bildet demnach die Axenstein-Seelisberg-Antiklinale das nördliche Ende – die Stirn – der Drusberg-Decke.

Im Gegensatz dazu sehen S. Schmid (in FUNK et al. 1983) und PFIFFNER et al. (2010) die Gesteine am Urmiberg als Teil der Drusberg-Decke; sie wären somit als *Urmiberg-Scholle* zu bezeichnen (Fig. 7). Die Faziesunterschiede zwischen Urmiberg und dem Rest der Drusberg-Decke erklären sie durch einen Faziesübergang im nördlichen Ablagerungsbereich der zukünftigen Drusberg-Decke. Der jähe Abbruch der Silberer-Schuppen westlich des Grats Chaiserstock – Chli Chaiser ist für diese Autoren eine Auswirkung der Erosion.

### **Toralp-Schuppe**

Im nordöstlichen Gebiet von Blatt Muotathal findet sich über der Oberen Silberer-Schuppe eine verkehrt liegende Abfolge von Helvetischem Kieselkalk und Betlis-Kalk. Im östlichen Bödmerenwald schliesst sie lokal «oberen Schrattenkalk» sowie «Flubrig-Schichten» ein. Zwischen Starzlen und Muota (bei Chrüz und in verschiedenen Orten im Bödmerenwald) und auf beiden Seiten des Huritals liegt diese Abfolge, durch eine Überschiebung getrennt, über normal gelagerten Schichten der Oberen Silberer-Schuppe, vorwiegend Seewen-, Garschella- oder Schrattenkalk-Formation. Bei Riggis-Waldhüttli (2 km südlich von Muotathal) und bei Wallis-Wasserberg befindet sich die Toralp-Schuppe über dem Verkehrt-schenkel der subhorizontal liegenden isoklinalen Synklinale. Diese Schuppe liegt auch über der Unteren Silberer-Schuppe (im Ostteil des Wasserbergs und am linken Ufer der Starzlen – Koord. 2702.700/1203.925) und über die Bächistock-Schuppe (am linken Ufer der Starzlen, 250 m oberhalb ihrer Mündung in die Muota). In der Westhälfte des Blattgebiets können nirgends Reste der Toralp-Schuppe festgestellt werden.

Bei Ober und Unter Gschwänd sowie bei Gschwändeigen – im westlichen Bödmerenwald – liegt der Helvetische Kieselkalk der Toralp-Schuppe eingesenkt in den Gesteinen der Oberen Silberer-Schuppe (vorwiegend Schrattenkalk-Fm.) im Osten und Westen. Ein N-S-orientierter Graben senkt dort die Klippen der Toralp-Schuppe tektonisch ab und bewahrte sie so vor der Erosion.

Auf dem Wasserberg bildet die Toralp-Schuppe eine grössere Klippe, deren Ostteil, wie die tieferen tektonischen Einheiten, versackt ist. Dort liegt die Basis-

überschiebung der Toralp-Schuppe diskordant über der Oberen Silberen-Schuppe (im Nordwesten) und der Unteren Silberen-Schuppe (im Südosten). Südlich von Muotathal, im Ober Rotmattwald und versackt zwischen Hellberg und dem Muotatalgrund, ist die Toralp-Schuppe durch Helvetischen Kieselkalk und darüber liegendem Betlis-Kalk belegt.

Zwischen Chraterengrat und Twärenen (Blatt Linthal) hat OBERHOLZER (1933) isolierte Reste von verkehrtliegendem Betlis-Kalk und Kieselkalk erkannt, die er als «Toralp-Decke» bezeichnet hat. Im Gross Mälchtal (Blatt Linthal) fanden schon OBERHOLZER (1933) und BRÜCKNER (1947b), dass diese Verkehrtserie über eine liegende Synklinale mit der Oberen Silberen-Schuppe verbunden ist und demnach der Axen-Decke zuzurechnen ist. Dieser Verkehrtchenkel wurde unter der vorrückenden Drusberg-Decke abgesichert und dabei etwas tektonisiert. Eine direkte Faltenverbindung zur Drusberg-Decke gibt es nicht.

### **Schächentaler Windgällen-Schuppen**

In der Gegend von Schächentaler Windgällen – Schwarz Stock – Äpler Horn (SE-Teil des Blattgebiets) liegt eine Reihe von Malm-Klippen auf der Malm-Unterkreide-Abfolge des Normalschenkels des Axen-Nordlappens (Fig. 13; vgl. Profil 5, Taf. I). Die Abfolge beginnt mit tektonisch etwas beanspruchtem verkehrtliegendem Kalk der Quinten-Formation, gefolgt von normal gelagerter Schilt-, Quinten- und Zementstein-Formation.

Die schichtparallelen Überschiebungen, welche die jurassischen Sedimente einschliesslich der Zementstein-Formation repetieren, setzen entweder eine gänzliche Abscherung der Kreide voraus oder lassen sich gegen Norden eventuell mit der Bächistock- und/oder der Silberen-Überschiebung korrelieren. W. Brückner (in BRÜCKNER & ZBINDEN 1987) hat diese höhere Abfolge als «Höhere Malm-Schuppen der Schächentaler Windgällen» ausgedehnt und zur Axen-Decke gerechnet. HANTKE (1961, s.a. HANTKE & BRÜCKNER 2011) deutet jedoch an, dass die Schichtfolge dieser Schuppen auch einen Malm-Kern der Drusberg-Decke darstellen könnte, was die Lage der höheren Elemente in der östlichen Fortsetzung zeigt (Gipfelabfolge Läckistock-Ortstock und Chilchberg – Höch Turm, Blatt Linthal).

### **Wissenwand-Schuppe**

Zwischen dem hintersten Teil des Riemenstaldner Tals (Goldplangg) und Schachen (Muotathal) kommen unter der normalstratigraphischen Kreide-Abfolge der Drusberg-Decke verkehrt liegende Gesteine der Quinten- («Weisswand-Kalk») und Zementstein-Formation vor. Der mikritische Quinten-Kalk an der Wissenwand taucht mit maximal 40° (an NW-Ende) nach NNW ein.

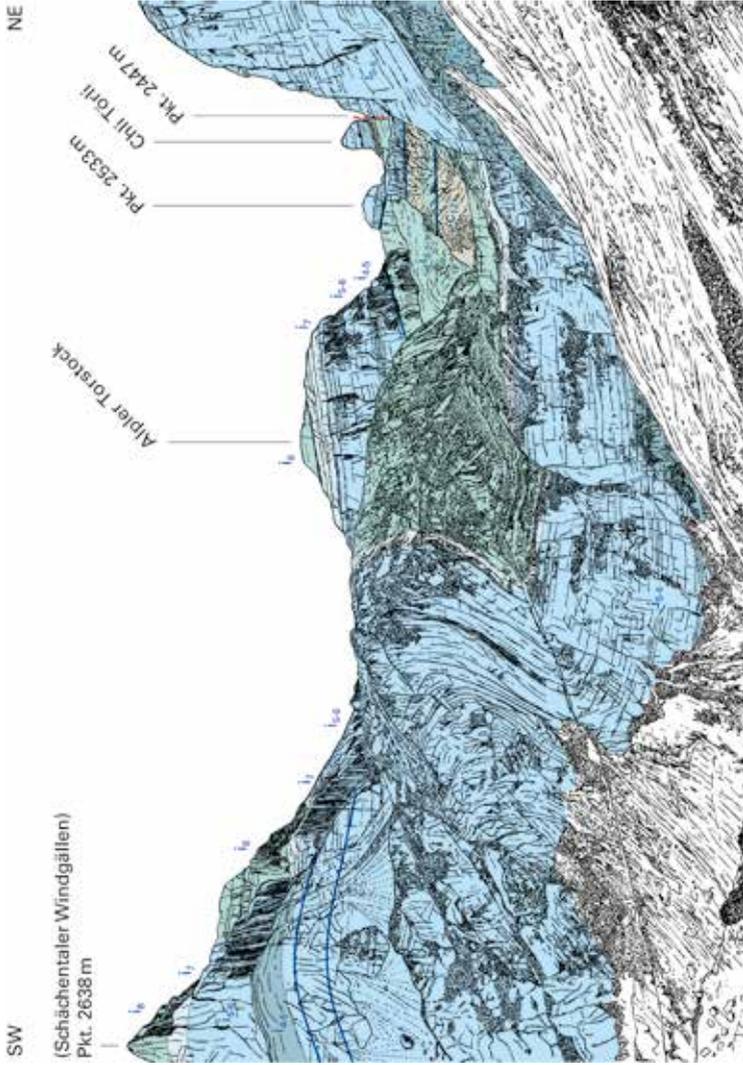


Fig. 13: Das südwestliche Quellgebiet der Muota (Ruosalp-Alpen), von der linken Seite des Ruosalper Baches aus (Koord. ca. 2706.4/ 1195.7/1500m). Verkehrtserie und Malm-Schuppe der Schächentaler Windgällen und des Aipler Torstocks; ganz rechts und vorne Quinten-Kalk des Normalschenkels des Axen-Nordlappens.

Die Quinten-Kalkblöcke von Hellweid (Koord. 2699.9/1202.5) liegen über der verkehrt liegenden Abfolge von Helvetischem Kieselkalk und Betlis-Kalk der Toralp-Schuppe.

Analoge Auftreten wie an der Wissenwand waren vom Maisander und vom Spitzstein östlich von Ober Rickenbach im Verband mit der Kreide des Hoh Brien bekannt (Blätter Beckenried und Engelberg; z.B. MOESCH 1894, P. Arbenz in BUXTORF et al. 1916, FICHTER 1934, MENKVELD 1995). HANTKE (1961) betrachtet diesen auch heute noch als Malm der Drusberg-Decke, in Analogie mit den Aufschlüssen weiter im Osten (Blatt Linthal; s. o.).

### Drusberg-Decke

Die Drusberg-Decke erstreckt sich über den Nordteil des Gebiets von Blatt Muotathal. Aufgebaut wird sie im Wesentlichen aus kretazischen und paläogenen Sedimenten. Die Überschiebung der Drusberg-Decke folgte generell den tonigmergeligen Abfolgen der Palfris-Formation, welche im relativ südlichen Faziesbereich der helvetischen Decken eine beträchtliche Mächtigkeit aufweisen. Sie sind im Gebiet von Atlasblatt Muotathal aber unter der Quartärbedeckung nur lückenhaft aufgeschlossen. Westlich Goldplangg steht Zementstein-Formation an, die je nach Interpretation zur Drusberg-Decke gehört oder unter dieser liegt (s. o.).

Im Stutzegg-Axenberg-Bahntunnel, 30 m vom Nordportal entfernt, ist feinsandiger Stad-Mergel der Bächistock-Schuppe der Axen-Decke an einer nahezu senkrecht stehenden Gleitfläche von glimmer- und globigerinenfreiem Mergel mit kalkreichen Bänken überlagert, der Palfris-Formation an der Basis der Drusberg-Decke. Diese Abfolge liegt verkehrt, und 10 m vom Nordportal entfernt stellt sich eine Schuppengrenze ein, was den komplexen Bau dieser Zone unterstreicht.

Generell überwiegen in der Drusberg-Decke normal liegende Kreideabfolgen, welche relativ offene Falten bilden. Etwas engere Falten sind im Westen des Gebiets von Atlasblatt Muotathal anzutreffen (vgl. Profile 1 und 2, Taf. I). Ein prominentes Antiklinal-Synklinal-Paar lässt sich vom Furggeli – Huser Stock nach NE über die Muota nach Illgau verfolgen (Fig. 7).

Eine komplexere Faltengruppe verläuft von Sisikon nach Norden, biegt um den Fronalpstock und quert das Muotatal zwischen Oberschönenbuch und dem Stausee von Selgis. Querbrüche und Überschiebungen sind am Bau dieser Falten beteiligt. Die Morschach-Synklinale zeigt im «unteren Schratzenkalk» und im Drusberg-Member die spektakulärste Falte am Seeufer bei Schiferen – Schiferenegg (Fig. 14). Südlich von Morschach ist diese Synklinale durch eine Überschiebung abgeschnitten. Sie sollte östlich von Morschach von N–S streichenden Querstörungen abgeschnitten und nach Norden versetzt werden, welche aber nirgends aufgeschlossen sind. Östlich dieser vermuteten Querstörungen steht der Verkehrt-schenkel von Bödmerenwald über Wissflue bis Summerlau (Koord. 2691.85/

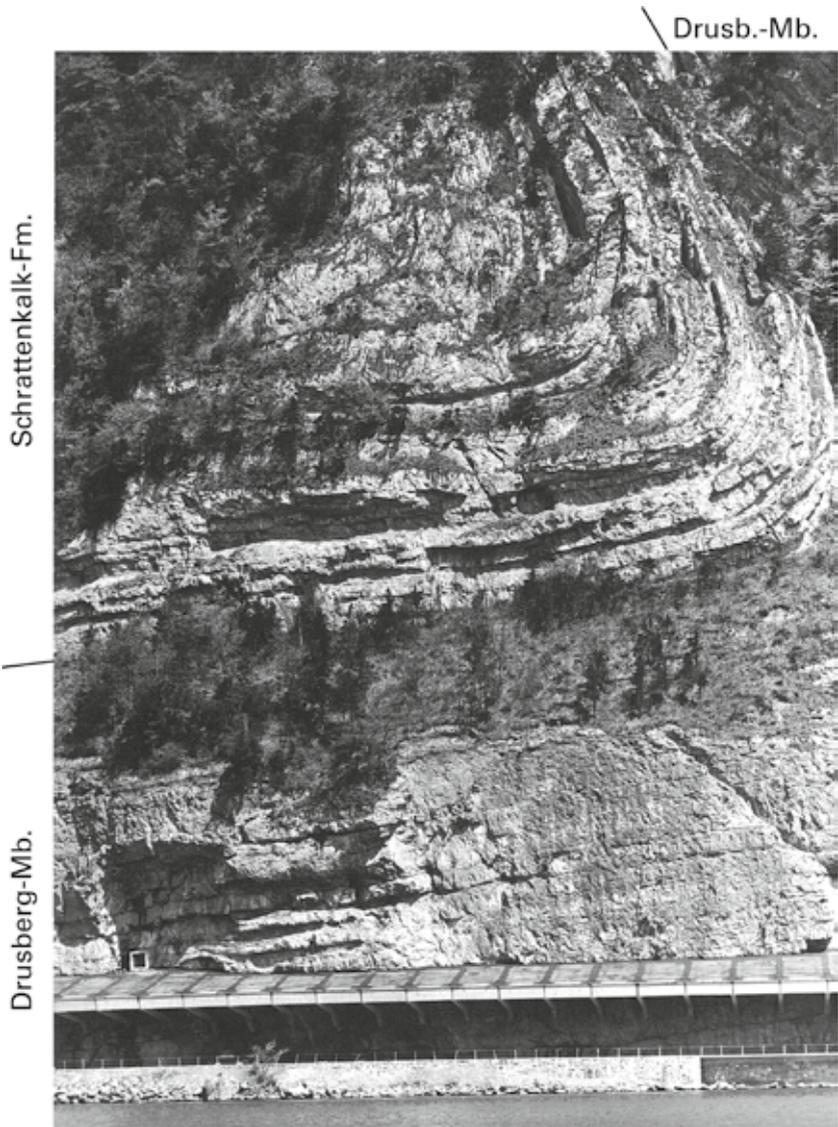


Fig. 14: Die brüske Umbiegung im «unteren Schrattenkalk» und im Drusberg-Member der Morschach-Synklinale über der Axenstrasse beim Schiferenegg nördlich von Sisikon.

1205.05), der Normalschenkel darunter vom Schorestobel bis zur Muota an. Am Ostufer der Muota, am Westfuss des Unter Gibel, befindet sich die Synklinale mit Amden-Mergel im Kern und Garschella-Formation aussen herum. Gerade darüber folgen die Gibelhorn-Antiklinale, weiter gegen Osten die Chlingentobel-Synklinale und dann die Fallenflue-Antiklinale.

Nordöstlich von Sisikon, südlich der Morschach-Synklinale, liegt die Palfris-Formation wie im Kern einer Antiklinale mit der Abfolge von jüngeren Formationen in einem steilen Verkehrtshenkel gegen Norden und im Normalschenkel gegen Nordosten. Dieser beinahe flache obere Schenkel der so genannten Fronalpstock-Antiklinale ist aber durch eine Überschiebung gegen Norden über den Verkehrtshenkel der Morschach-Synklinale und der Gibelhorn-Antiklinale versetzt. Weiter nach Osten, östlich der Standseilbahn Schlatti-Stoos, wird diese Überschiebung plötzlich steil, schneidet die Chlingentobel-Synklinale, und zieht weiter bis ans Westende des Staubeckens bei Selgis, wo sie gegen eine N-S streichende Querstörung läuft und endet. Das Scharnier der Fronalpstock-Antiklinale ist an der West- und NW-Flanke des Fronalpstocks durch die oben beschriebene Überschiebung ersetzt; es tritt sicher im Stooswald innerhalb des Helvetischen Kieselkalks zutage und ist nördlich des Stoosorns wirklich unzweifelhaft. Weiter gegen Osten quert diese Antiklinale die Muota und setzt sich in die Fallenflue-Antiklinale fort. Zusammengefasst geht das Faltenpaar *Morschach-Synklinale* – überschobene *Fronalpstock-Antiklinale* gegen Osten in eine Vier-Falten-Reihenfolge *Morschach-Synklinale* – *Gibelhorn-Antiklinale* – *Chlingentobel-Synklinale* – *Fallenflue-Antiklinale* über (Fig. 7).

Östlich von Brunnen bilden Schratzenkalk- und Garschella-Formationen ein offenes Gewölbe, die Axenstein-Antiklinale, deren Achse gegen Osten abtaucht, während jene der Morschach-Synklinale WSW-ENE orientiert ist. Diese Antiklinale ist von SSW-NNE streichenden Brüchen durchsetzt, wobei die östlichen Flügel gegen Norden verschoben sind und tiefer liegen als die westlichen.

Beim Roggenstöckli, am Ostrand des Blattgebiets (Koord.2707.5/1204.1), liegt eine Klippe der Drusberg-Decke, bestehend aus normal liegender Palfris-Formation und Diphyoides-Kalk, im Westen (Blatt Muotathal) direkt auf der Oberen Silberer-Schuppe, im Osten (Blatt Linthal) auf Betlis-Kalk der Toralp-Schuppe (HANTKE 2003d).

## TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Betrachtet man die Profilschnitte (Taf. I), fällt sogleich auf, dass die Falten innerhalb der Axen-Decke und der Drusberg-Decke die basale Überschiebung der helvetischen Decken nicht erfassen. Offenbar handelt es sich um Abscherfalten, welche sich gleichzeitig mit dem Abscherprozess, d.h. dem Deckentransport bildeten. Andererseits fällt auf, dass die Achsenebenen der Falten sowie die Drusberg-Überschiebung heute nach Norden einfallen. Sie mussten also in einer späten

Phase rotiert worden sein. Eine weitere wichtige Beobachtung ist das Vorkommen der allochthonen Elemente im Mättental-Melange, welche aus dem südhelvetischen Ablagerungsraum stammen, heute aber auf nordhelvetischen Sedimenten (nordhelvetischer Flysch) und unter den helvetischen Decken liegen. Dieses scheinbare Durcheinander wurde schon früh erkannt und mit dem Prozess der «Einwicklung» erklärt.

Aufgrund von Detailstudien im Gebiet Flüelen–Sisikon haben BRÜCKNER (1956a) und SCHINDLER (1969) zwei Hauptphasen der Deckenbildung unterschieden: eine erste war für die Anlage der Axen- und Drusberg-Decke verantwortlich und wurde von einer zweiten «Stauch- und Gleitphase» gefolgt, welche für die Aufwölbung des Aar-Massivs und der Basalüberschiebung der Axen-Decke verantwortlich war. Zahlreiche strukturgeologische Untersuchungen im Helvetikum der Ost- und Zentralschweiz behandelten das Thema der Phasenabfolge der Deckenbewegungen und der deckeninternen Deformation (SCHMID 1975, PFIFFNER 1977, 1978, MILNES & PFIFFNER 1977, MENKVELD 1995, GASSER & DEN BROK 2008). Diese Untersuchungen wurden begleitet von Arbeiten, die sich mit der metamorphen Entwicklung der Gesteine befassten (FREY 1986, 1988, BREITSCHMID 1982, GROSHONG et al. 1984). Die Resultate dieser Arbeiten sind als «orogener Fahrplan» in PFIFFNER (2010) zusammengefasst.

Für das Atlasblatt Muotathal sind folgende Ereignisse wichtig: Nach Ablagerung des nordhelvetischen Flyschs, d.h. nicht vor dem frühesten Oligozän, wurde die jüngste Sedimenthaut des süd-(und ultra-)helvetischen Bereichs von ihrer Unterlage durch die vorrückenden penninischen Decken abgeschert und nach Norden transportiert. Die nördlichsten dieser Pakete kamen auf den Raum des künftigen Aar-Massivs zu liegen, andere blieben weiter südlich, im Raum der künftigen helvetischen Decken, zurück. Im Gebiet von Atlasblatt Muotathal ist das Mättental-Melange eines dieser abgescherten Sedimentpakete. Ähnliche allochthone Decken mit analoger Geschichte sind die ultrahelvetischen Decken (zum Beispiel die Sardona-Decke in der Ostschweiz). Der tektonische Transport dieser Decke wird der *Pizol-Phase* zugeschrieben.

Im Anschluss wurde der mesozoisch-känozoische Sedimentstapel der helvetischen Decken von seinem Substrat (im wesentlichen das Gotthard-Massiv) abgeschert, nach Norden verfrachtet und intern in Falten gelegt und verschuppt. Diese Deformationen werden der *Calanda-Phase* zugeordnet. Es sind dabei folgende Punkte zu beachten:

- Die basale Überschiebung bzw. Axen-Überschiebung im Süden verlief in den Evaporiten der Röti-Formation, stieg im Norden zuerst in die tonig-mergelige Abfolge der Quarten-Formation und der Formationen des unteren Lias, dann in den Tonstein des Mols-Members und bildete schliesslich eine Rampe durch den Malm und die Kreide. Die Axen-Überschiebung wurde im Verlauf ihrer Aktivität aber ausgeglättet.

- Die Kreideschichten im Norden verblieben einigermaßen im Verbund mit dem Quinten-Kalk, während sie im südlichen Teil in den mergelig-tonigen Abfolgen der Palfris-Formation von ihrem jurassischen Substrat abgeschert und nach Norden transportiert wurden. So kamen sie nicht nur über die Kreidesedimente der nördlichen Axen-Decke zu liegen, sondern wurden noch weiter nach Norden geschoben. Diese Kreidesedimente, samt der paläogenen Sedimente in ihrem Rücken, bilden heute die Drusberg-Decke. Auch in der Drusberg-Decke sind die kretazisch-paläogenen Sedimente gefaltet und teilweise verschuppt. Die jurassische Unterlage der Drusberg-Decke ist in der südlichen Axen-Decke inklusive der Schächentaler Windgällen-Schuppen zu suchen.
- Die Drusberg-Überschiebung ist ebenfalls geglättet worden. Weder die Falten und Überschiebungen in ihrem Liegenden (Axen-Decke) noch jene im Hangenden (Inneres der Drusberg-Decke) durchschlugen oder verbogen diese Überschiebung. Daraus kann gefolgert werden, dass die Interdeformation der Axen- und Drusberg-Decke zeitgleich mit den jeweiligen Abscherungen und dem Transport an den jeweiligen basalen Überschiebungen erfolgte. Weiter westlich, im Gebiet des Wellenbergs, konnten HÄNNI & PFIFFNER (2012) nachweisen, dass die Drusberg-Überschiebung nicht als einzelner Abscherhorizont funktionierte, sondern dass die Überschiebung innerhalb der dort mächtigen Palfris-Formation im Verlaufe der Zeit andere Horizonte erfasste. Innerhalb des Gebiets von Atlasblatt Muotathal können keine Aussagen für oder wider diesen Befund gemacht werden.
- Sowohl die Axen-Decke als auch die Drusberg-Decke fallen nach Norden ein. Dieses Nordfallen wird durch die Aufwölbung des Aar-Massivs im Süden bedingt. Es ist davon auszugehen, dass der Deckentransport an diesen Überschiebungen ursprünglich an südfallenden Überschiebungen aufwärts ging, und dass diese Überschiebungen in einem späteren Stadium aufgewölbt wurden.

Der Grad der metamorphen Überprägung der Gesteine an der Basis der Axen-Decke wurde von FREY et al. (1980a, b) im Glarnerland auf die untere bis mittlere Anchizone bestimmt. Östlich des Urnersees erreicht der Metamorphosegrad aber nur in den südlichsten Teilen der Axen-Decke die Anchizone (BREIT-SCHMID 1982) bzw. «sub-greenschist» Fazies (BOUSQUET et al. 2012), sodass zur Zeit der Überschiebung mit ca. 200 °C an der Basis der Axen-Decke zu rechnen ist. Sowohl im Glarnerland an der Glarner Hauptüberschiebung als auch im Querschnitt des Reusstals an der Axen-Überschiebung ist eine inverse metamorphe Zonierung festzustellen (FREY et al. 1980a, b, FREY & FERREIRO-MÄHLMANN 1999). Der post-metamorphe Versatz wurde von FREY & FERREIRO-MÄHLMANN auf 10 km geschätzt. Im Fall der Glarner Hauptüberschiebung konnten GROSHONG

et al. (1984) diese späte Bewegung mit der *Ruchi-Phase* korrelieren. Altersmässig ist die Ruchi-Phase ins Miozän zu setzen (PFIFFNER 1986, 2010). Die basalen Teile der Axen-Decke befanden sich zu Beginn der Deckenstapelung (Calanda-Phase) in einer maximalen Tiefe von 6–10 km. Durch Transport an der Axen-Überschiebung und Aufschiebungen im Liegenden in Zusammenhang mit der Aufwölbung des Aar-Massivs, kombiniert mit Abtrag, gerieten sie allmählich an die Oberfläche.

Auffallend im Kartenbild sind die vielen Verwerfungen mit kleineren und grösseren Versätzen. Die grösste Häufung ist in der Kreide der Axen-Decke auszumachen. Ein Hauptsystem verläuft senkrecht zu den Faltenachsen und streicht SSE–NNW bis S–N. Die sich ändernden Versätze an einzelnen Verwerfungen legen den Schluss nahe, dass diese gleichzeitig mit der Faltung (und Überschiebung) angelegt wurden. Ein zweites System streicht WNW–ESE. An Intersektionen von zwei zu diesen Systemen gehörenden Brüchen endigt einer davon. Dies deutet darauf hin, dass die beiden Systeme gleichzeitig angelegt wurden. Insgesamt muss angenommen werden, dass diese Verwerfungen mit der Interdeformation der Decken angelegt wurden und somit der Calanda-Phase zuzuordnen sind. Zudem deuten die Bruchsysteme auf eine gewisse Querdehnung, d.h. Dehnung parallel zum generellen Streichen.

## ERDBEBEN

GISLER et al. (2008) haben die Erdbeben in der Zentralschweiz zusammengestellt. Im Vierwaldstättersee-Gebiet konnten SCHNELLMANN (2004) und SCHNELLMANN et al. (2002, 2005, 2006) aus seismisch ermittelten subaquatischen Rutschungen auf prähistorische und historische Erdbebenereignisse schliessen. Seismisch-stratigraphisch korrelierend wurden 6 Rutschhorizonte erkannt, die je aus 7 oder mehr synchronen Rutschungen bestehen; der jüngste Horizont mit 13 solchen und 2 Megaturbititen wurde beim Beben von 1601 mit Magnitude um 6,2 (SCHWARZ-ZANETTI 2008) abgelagert. Analog sind 5 prähistorische Rutschungen Erdbeben zuzuordnen. Ihre Datierung ergab mit 2300, 9870, 11 730, 13 710 und 14 590 cal. a BP eine erhöhte Seismizität im Spätglazial mit unregelmässigen Wiederkehraten.

Das früheste historisch dokumentierte Beben ereignete sich 1117; in Schwyz wurde die Kirche zerstört, beim Beben von 1500 jene in Morschach (DETTLING 1860). Beim Beben von 1601 wurden am See Häuser und Landstücke mitgerissen. Von späteren Beben fehlen Daten, ausgenommen von jenem von 1774 in Altdorf (PAVONI 1977) mit Magnitude von 5,7 (FÄH et al. 2011), welches subaquatische Rutschungen auslöste (SIEGENTHALER et al. 1987, SCHNELLMANN et al. 2002, MONECKE et al. 2004). Im Reussdelta zeichnet sich das Beben von 1774 als Homo-

genit ab, jenes in Nidwalden im Jahre 1601 durch eine Rutschung im Muotadelta (SIEGENTHALER & STURM 1991a). Am 28.8.1994 ereignete sich im Schächental ein Erdbeben mit einer Magnitude von 3,9 (FÄH et al. 2011).

Historische Beben wurden von N. Deichmann (in PFIFFNER & DEICHMANN 2014) zusammengefasst.

## ROHSTOFFE

*Kalkstein* von Brisi-Member und Schrattenkalk-Formation wird seit 1977 vom Zementwerk Brunnen im Steinbruch Dieggis-Hettis in Oberschönenbuch an der Axenstein-Antiklinale abgebaut; Gesteine des Selun-Members werden zu Schotter gebrochen, Mergel seit dem Ende des Abbau der Amden-Mergel in Unterschönenbuch wieder im Stad-Mergelbruch Nägeli am Urmiberg-Südfuss abgebaut (Blatt Ibergereg).

«Oberer Schrattenkalk» wurde im Guggenhürli östlich von Hinterthal als *Muotathaler Marmor* gebrochen.

*Kieselkalk-Hangschutt* wird nördlich von Muotathal abgebaut.

*Kiessand* und *Moränengut* wurden vielerorts abgebaut, im Starzlental westlich von Hengsthorn, im Bisistal beim Herrgottstutz und bei der Zwingsbrügg.

Vom 16.-19. Jh. wurde in Flüelen *Ton* der Reuss-Alluvionen entnommen.

Im obersten Urnersee wurde 1895–1985 *Kies* und *Sand* gebaggert. Der Kiessammler «Höll» unterhalb Riemenstalden deckt den Talbedarf.

An *Mineralfunden* erwähnen AMACHER & UEBELHART (1991) südlich des Muotatals und WEIBEL (2003) vom Chinzig Quarz-Kristalle mit Doppelender-Parallelverwachsungen.

## BOHRUNGEN

Im Muotatal wurden mittels Bohrungen und einem reflexionsseismischen Querprofil die Grundwasserverhältnisse erkundet.

Nördlich der Schwyzerhöhi, zwischen Morschach und Oberschönenbuch, liess STYGER (1977) für das Zementwerk Hürlimann Tiefbohrungen von 285 und 301 m bis in den Schrattenkalk vornehmen. Für N4 und NEAT wurden am Urnersee und im Gruontal Bohrungen abgeteuft, am Gruonbach 36 m Lockergestein durchbohrt.

Von den 1970er- bis Mitte der 1990er-Jahre wurden für Tunnels der N4 (SCHNEIDER 1979, 1983a, 1984/1999, 1987a–c, 1988, 1989, 1990, 1991, 1992a–c) und für den geplanten 12,12 km langen Axen-Tunnel der NEAT (SCHNEIDER 1981, 1983b, MOSER et al. 1994) vom Nordportal im Steinbruch Unterschönenbuch zum Südportal bei Altdorf erneut Tiefbohrungen niedergebracht.

Aus dem Fronalp-Tunnel der N4 ergaben die Bohrprofile Morschach-Schilti und Morschach-Degenbalm (SCHNEIDER 1991):

### Schilti (US1)

(Koord. 2690.063/1203.484/833 m)

0,0 – 2,5 m	Moräne
2,5 – 63,5 m	Garschella-Formation
63,5 – 77,0 m	Schrattenkalk
77,0 m	Tektonisierter Kalk
77,0 – 116,0 m	Garschella-Formation
116,0 – 315,0 m	Schrattenkalk
315,0 – 360,0 m	Tierwis-Formation (Drusberg-Member)

### Degenbalm (US2)

(Koord. 2690.267/1204.100/728 m)

0,0 – 1,5 m	Moräne
1,5 – 72,5 m	Garschella-Formation
72,5 – 279,0 m	Schrattenkalk
279,0 – 300,0 m	Tierwis-Formation

## HYDROGEOLOGIE

### Quellen

Die Niederschläge im Kartengebiet steigen von 120 (Flüelen) über 198 cm/a (Muotathal) bis auf über 300 cm/a (Schächentaler Windgällen). Im Hölloch-Areal hat die Arbeitsgemeinschaft Höllochforschung von 1989–2000 auf Mittlist Weid (Koord. 2704.0/1203.6)  $261 \pm 34$  cm/a, auf Flöscheggen (2708.0/1203.4, Blatt Linthal, A. Wildberger, schriftl. Mitt.)  $292 \pm 35$  cm/a gemessen; im Jahr 2000 ergaben sich 310 bzw. 368 cm/a. Da weite Bereiche des Kartengebiets verkarstet sind, verschwindet Oberflächenwasser rasch. Quellen sind somit selten, ihre Schüttung bescheiden; reicher sprudeln Karstquellen am Talrand mit Schneeschmelz- und Regenwasser von Durchlauf-Charakter, im Talgrund als Grundwasseraufstösse.

Im obersten Bisistal treten ergiebige Quellen im Lias, im Dogger und in der Moräne der Ruosalp aus. Die Hölloch-Quelle ist eine der grössten Karstquellen; die Überschluckquelle im Hölltobel ist nur bei Hochwasser und Schneeschmelze aktiv.

Im Hürital führten Quellen auf Wängi, südlich von Liplisbüel und talwärts des Hufstetli selbst in heissen Sommern 1910, 1947 und 2003 noch Wasser. Auf Wasserbergalp verschwindet Wasser in einem Karstschlot; drei Tage später erscheint es wieder im unteren Hürital.

Im Talschluss des Gruontals entspringt der Chaltbrunnen in einer Sackung. Holder-, Guggi- und Gangbach mit Quellen im Hinter Wissenboden und einem Ast von Gadestetli entwässern die Nordflanke des Schächentals. Quellen treten aus Rutschungen, talwärts am Kontakt Moräne/«Altdorfer Sandstein» aus.

Auf den Alpen Ruosalp und Alplen (Gde. Unterschächen) treten hochgelegene, noch ungenutzte Quellen zutage, so auf Lochplanggen, unter den Dogger-Falten der Ruosalper Bänder. Im Chinzertal und auf Wängialp sind Quellen im Mols-Member noch ungenutzt; jene in der Zementstein-Formation auf dem Galtenäbnet sind gefasst.

H<sub>2</sub>S-haltiges Wasser wurde in Muotathal 1538 bekannt und zwischen Guggeli und Änzenen, im Badweidli (830 m), in einem Sodbrunnen gefasst; dieser wurde aber verschüttet. Heute tritt es in einem Sumpf bei Tschalun aus (GWERDER 1989).

### Grundwasser

Muotataler Schotter (S. 48) reichen als Grundwasserträger zwischen Muotathal und Rambach bis in 50 m Tiefe. Der Spiegel schwankt je nach Wasserführung der Muota um 7–15 m unter OK Terrain. Grosse Trockentiefe schützt das qualitativ

gute Grundwasser, die bedeutendste Trinkwasser-Reserve im Tal, vor Umwelteinflüssen (AEBERLI 1998).

### **Karstwasser**

#### *Riemenstaldner Tal*

Die Erträge der Kluftquellen für Alpen und Heimetli südlich des Riemenstaldner Baches mit fast hangparallel N-fallenden Kreidekalken mit unterirdisch fliessendem Karstwasser sind eher bescheiden. In durch Moräne abgedichteten Becken haben sich Karseen – Spilauer- und Alpler See – gebildet. Bei Hochständen treten in ihnen Wirbel auf, was auf Schlucklöcher hinweist. Temporäre Abflüsse um Diepen-Alpen folgen Störungen. Der Abfluss der Karstflächen folgt dem Axialgefälle ins Muotatal. Die unterirdische Wasserscheide liegt zwischen Butzenstock–Schwändi und Diepen–Riemenstalden, 4 km westlich der orographischen (Chaiserstock–Goldplangg–First; BÖGLI 1985a).

#### *Muotatal–Bisistal*

Karstwasser quillt in Grundwasser-Austritten im Bisistal auf Feldmoos, bei Seeberg, Steinweid, Zwingsbrügg, Balm und in den Schlichenden Brünnen aus. Im Muotatal tritt Wasser bei Müli–Ried zutage, das auf der Fallenflue versickert.

Von Ponoren, z.T. auf Blatt Linthal, ist der Zusammenhang durch Markierungsstoffe mit folgenden Quellen auf Blatt Muotathal erwiesen (JEANNIN et al. 1995):

<b>Ponor</b>		<b>Quelle (Ausstritt)</b>
Brunalpeli	→	Hinter Seeberg
Läng Boden	→	Mettlen, Steinweid, Zwingsbrügg, Schlichende Brünnen
Chalberweid	→	Mettlen, Steinweid, Höllloch, Schlichende Brünnen
Läcki (Silberenalp)	→	Höllloch, Schlichende Brünnen
Wasserberg	→	Fugglen-Quelle (Koord. 2702.04/1203.23/635 m)
Misthufen–Achslen	→	Wichel-Quelle (2700.46/1203.00/615 m)
Vorder Oberberg, Illgau	→	Husmatt-Quelle (2697.26/1204.83/580 m)
Vorder Oberberg, Illgau	→	Müli-Quelle (2696.435/1205.06/565 m)

Auffällig ist der Wechsel in der Quelledichte von den Silbernen-Schuppen zur Toralp-Schuppe. Siltlagen im tektonisierten Helvetischen Kieselkalk und mergelig-siltiges Drusberg-Member wirken stauend und fördern den oberirdischen Abfluss.

#### *Gebiete im Bereich der Axen-Decke*

In Karstgebieten der Gemeinde *Muotathal* sind Quellen selten. Bescheidene Schüttungen treten aus Mergellagen im Rawil-Member und in den «Flubrig-

Schichten» des Selun-Members aus; ergiebige Quellen finden sich im Hinter Seeburg, in den *Schlichenden Brünnen*, mit 300 l/s im Winter und über 1000 l/s im Sommer die grössten der Schweizer Alpen, sowie in Fugglen und an den Rändern des Muotatals. Diese durchlaufen die Abfolgen längs Störungen rasch, sind kaum filtriert und nur beschränkt nutzbar.

Im Areal *Ruosalp-Galtenäbnet-Chinzig* ist durchlässiger Quinten-Kalk bis auf den Lias-Dogger-Kern aufgebrochen; in ihm tritt im hintersten Hürital in Karstspalten und Dolinen verschwindendes Wasser wieder zutage. Galtenäbnet und Matten liegen in der Zementstein-Formation, entwässern durch Spalten und Dolinen ins Wängi- und Bisistal. Das im Seenalperseeli verschwindende Wasser tritt nicht in der tiefer gelegenen Quelle, sondern erst im Hürital und im Guggenhürli mit Wasser der Chaiserstock-Kette aus. Jene von Fugglen führt auch Wasser vom Wasserberg, Riedboden, nur wenig vom Hölloch, das unter 30 m Schotter im Becken von Balm-Fugglen hervorquillt; der Feianteil wurde ausgeschwemmt (BÖGLI 1985b).

Das Gebiet *östlich von Muotathal bis um den Silberen* (Blatt Linthal) umfasst zwischen Starzlen, Muota und Räschtaler Bach das speläologisch und hydrologisch gut untersuchte Hölloch-Areal. Von den 28 km<sup>2</sup> entwässern 22 km<sup>2</sup> mit 44 Mio. m<sup>3</sup>/a, was 200 cm/a Niederschlag entspricht. Das Wasser tritt vor allem in den Schlichenden Brünnen zutage. BÖGLI (1985b) mass am 11.5.1979, 10 Stunden nach einem die Schneeschmelze einleitenden Starkregen bei 700 m/h Abstandsgeschwindigkeit Spitzen bei mittäglicher Erwärmung bis 13,2 m<sup>3</sup>/s. Nach dem Bau der Zentrale des Elektrizitätswerks EBS Bisistal fiel der Niederwasserspiegel bis 1985 um 1 m.

Höhlenwasser tritt bei *Balm-Fugglen* und östlich der Starzlen-Mündung aus. Für die Schlichenden Brünnen ergaben sich bei Niederwasser knapp 5 km und 0,66% Gefälle 28 m/h Abstandsgeschwindigkeit. Bei Sommerhochwasser liegt der Wasserspiegel der Höhle rund 180 m höher als im Winter. Nach dem «Wasserdom» auf 870 m ü.M. gabelt sich der Abfluss: ein Teil fliesst gegen Nordosten, ein anderer gegen Westen. Im Areal Balm-Fugglen überlappen sich die Austritte mit jenen von Wasserberg und Seenalperseeli. Bei Hochwasser fliessen um 25 m<sup>3</sup>/s, bei Winter-Niederwasser 0,3 m<sup>3</sup>/s ab. Gegenüber der Balm-Fugglen-Quelle traf markiertes Wasser 5 h, die Spitze erst 18 h später ein. Dies deutet auf eigene Wasserwege 4 m über dem Niveau der Schlichenden Brünnen; dazwischen liegen Schotter. 1979 floss im Oberen Roggenloch (1570 m) markiertes Wasser ins östliche Hölloch und auf bekannten Wegen zur Karstwasser-Vorflut. Der Westabfluss erreicht die Schlichenden Brünnen mit 64 m/h Abstandsgeschwindigkeit (BÖGLI 1985b).

Im oberen Räschtal (Blatt Linthal) treten Schuttquellen auf, die sich im Räschtalerbach sammeln, der in der Zementstein-Formation, im Öhrli-Mergel und in deren Schutt fliesst. Ins Bisistal fällt er über durchlässigen Quinten-Kalk, verliert aber kaum Wasser.

### *Gebiete im Bereich der Drusberg-Decke*

Im Waldkarst des *Gibel* treten Quellen aus. Talschotter bilden die Vorflut von Hangschuttwasser, das neben Niederschlags- von austretendem Karstwasser gespiesen wird. Das Lauiloach (Koord. 2697.0/1205.3) zeigt, wie Wasserwege in Höhlen sich rasch verändern. Noch im 19. Jh. schoss bei Starkregen und Schneeschmelze ein Bach aus der Höhle, nach 1930 noch bei Unwettern. Heute ist die Quelle versiegt, ihr Austritt überschuttet. In der Mulde tritt ob der Stoosbrücke Karstwasser aus, an tiefster Hanglage Quellen bei Hochwasser. Der Schrattenkalk der *Fallenflue* wird gegen Vorder Oberberg von Brisi-Kalk bedeckt. Bis vor *Illgau* erfolgt die Entwässerung unterirdisch. Nördlich der Starzlen haben sich auf versackter, undurchlässiger Palfris-Formation bzw. Vitznau-Mergel Quellen und Rinnale entwickelt.

In der *Fronalpstock-Kette* sind Schrattenkalk und Brisi-Kalk verkarstet und entwässern unterirdisch. Im Frontal tritt Wasser aus, das SSW des Stoos in einem Schluckloch wieder verschwindet. Auf *Näppenalp* liegen, über Schrattenkalk Garschella- und Seewen-Formation, Amden-Mergel und Wang-Formation mit Dolinen, im Chruteren- und Tröliger Wald im verkarsteten Nummulitenkalk. Niederschlagswasser verschwindet in Karstspalten und fliesst – unterirdisch dem Schichtfallen folgend – zum Tröliger Bach.

### *Chemismus des Muotataler Quellwassers*

1978/79 ergaben halbmonatliche Analysen von 20 Probestellen Mg-Gehalte von 0,24–4,68 mg/l, mit Ausnahme der Seeberg-Quelle mit 3,16–8,75 mg/l, was auf den höheren Mg-Gehalt des Quinten-Kalks zurückzuführen ist (BÖGLI 1985b). Kennzeichnend für alle beprobten Quellen ist der niedrige Kalkgehalt (max. 12,4°frz. = 124 mg CaCO<sub>3</sub>/l) bei pH 8 ± 0,3 und konstanter Temperatur um 6 °C in den Balm-Fugglen- und 5,5 °C in den Seeberg-Quellen. Massgebend dafür sind:

- biogenes CO<sub>2</sub> im oberflächennahen Bereich,
- Verweildauer des Wassers im Gestein,
- Verhältnis von freier Oberfläche zum Wasservolumen (O/V-Verhältnis).

Im Winter erreicht der Kalkgehalt seinen Höhepunkt. Der Zufluss von Wasser mit geringem Kalkgehalt (1,5–3°frz.) aus hochgelegenen, nacktem Karst setzt nahezu aus. Dafür gelangt Wasser aus Waldkarst- und Weide-Böden mit 12–20°frz. hinzu. Bei der Mischung von Wasser mit verschiedenem Kalkgehalt wird CO<sub>2</sub> frei: das Wasser wird korrosiv und löst erneut Kalk (Mischkorrosion). Im Frühling beeinflussen Kalkgehalt und Wassermenge die Schneeschmelze unter 1200 m kaum. In Hochlagen sinken O/V-Verhältnis und Kontaktdauer Wasser/Höhlenluft auf ein Minimum; die Durchlaufgeschwindigkeit erreicht ihr Maximum. Das Wasser nackter Karstflächen (1,3–4,5°frz.) erreicht das Höhlensystem. Der geringe Kontakt mit der Höhlenluft genügt, um daraus CO<sub>2</sub> aufzunehmen; das Gleichgewicht

wird erst allmählich erreicht. Bei starker Wasserführung ist das Wasser mit 5,6°frz. kaum aggressiv. Nimmt die Wasserführung ab, gewinnt jenes aus Waldkarst und Weide mit hohem biogenem CO<sub>2</sub>-Gehalt an Einfluss: der Kalkgehalt steigt wellenförmig auf 9–10°frz. an; zugleich nimmt der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Bodenluft von 0,05 ± 0,02% auf über 1%, in erwärmten humosen Böden bis 10% zu.

## Wassernutzung

### Trinkwasser

*Eggbergen*, Gemeinde Altdorf, bezieht Wasser aus Quellen in oder über Matt-Formation des Chäserbergs, bei Butzli im Mättental-Melange, seit 1969 auch von Quellen im Gruonwald, im Rüteli (RINGENBACH 1988).

*Flüelen* nutzt Quellwasser im Gruontal, aus Schutt im Bannwald und mittlere Planzeren (Gde. Altdorf, MUHEIM 1969). 2004 wurden die Bodmi-Quellen neu gefasst und das Gefälle in einem Kleinkraftwerk mit einer Jahresleistung von 600 000 kWh genutzt.

*Sisikon* bezieht Quellwasser aus beiden Seiten des unteren Riemenstaldner Tals. Im *Riemenstaldner Tal* finden sich rechtsseitig wegen bergwärtigen Schichtfallens keine perennierenden Schichtquellen. In tieferen Lagen treten genutzte Schuttquellen aus. In den 1970er Jahren wurde die Goldplangg-Quelle mit 100–400 l/min für die Wasserversorgung gefasst.

*Morschach* nutzt Quellwasser von der Axenstein-Antiklinale und am Fronalpstock-Fuss zwischen Ried und Läntigen.

*Brunnen* nutzt Quellen im Wasiwald und Grundwasser-Aufstösse im Felderboden. Für die Wasserversorgung wurden 1888 Quellen bei Otten nördlich des Urmibergs gefasst. 1909 wurde Grundwasser im Brunner Ried, später in der Stegmatt gepumpt (DETLING 1988).

*Oberschönenbuch* (Gde. Schwyz) wird versorgt mit Moränenquellwasser.

*Stoos* bezieht Quellwasser von Hängen am Fronalpstock und der Wang-Formation über dem Drusberg-Member zwischen Huser Stock und Driangel.

*Illgau* bezieht Trinkwasser von Quellen im Hasentobel (Unter Hasen) und von Äbnetmatt – Alt Stafel – Isentobelhütte (Blatt Ibergeregge).

*Muotathal* deckt den Wasserbedarf mit Quellen von Ober Schwarzenbach aus dem Gebiet Charetalp–Robutzli.

### Wasserkraft

Die 1,5 m<sup>3</sup>/s Abfluss der Muota im Winter und bis 280 m<sup>3</sup>/s bei Schneeschmelze, zusammen mit dem Wasser einzelner Nebengewässer, werden im Elektrizitätswerk des Bezirks Schwyz in siebenstufiger Anlage in Energie umgesetzt,

mit mittleren Jahresproduktionen von rund 220 GWh. Die Anlagen wurden in den Jahren 1953 bis 1970 gebaut, das Kraftwerk Wernisberg als Ersatz für ein 1897 in Betrieb genommenes Werk (EBS 2002, SUTER & GWERDER 2002).

1935 sah ein Stausee-Projekt bei Staukote auf 600 m und 63 Mio. m<sup>3</sup> Inhalt eine Überflutung des Tals bis Lustnau westlich von Muotathal vor. Dabei wären 109 GWh produziert worden. Bei Staukote von 750 m und 1300 Mio. m<sup>3</sup> wäre das Tal vom Schlattli bis ins Bisistal unter Wasser gesetzt worden; gestaut bis Mettlen auf 780 m hätten 1700 Mio. m<sup>3</sup> gar 1000 GWh geliefert (EBS 2002).

## UR- UND FRÜHGESCHICHTE

*Neolithische* Zeugen erwähnen AUF DER MAUR et al. (2012) von den Eggbergen (Altdorf), *bronze-* bis *eisenzeitliche* von Flüelen, Oberer Winkel.

Das Muotatal wurde schon im ausgehenden *Neolithikum* und in der *Bronzezeit* begangen. Am Eingang ins Hürital ergaben Holzkohlen im Abri Stali (960 m) <sup>14</sup>C-Alter von 2760–2460 v. Chr. und 1380–910 v. Chr. (IMHOF 2012). Bis gegen 2000 m Höhe ist die Nutzung zur *Mittleren Bronzezeit* gesichert in Altstafel II, Durchgangshöhle, Silberbalm 1 (Hinter Silberalp, Blatt Linthal).

Im Bisistal belegen Schaftlappen-Beile in Schwarzenbach und auf Waldi (SPECK 1991) und Pollen von Kulturpflanzen (SIDLER 1994, 2001) die ausgehende *Mittlere Bronzezeit*. Auf Schwyzerhöchi sind der Hänibüel-Megalith (Koord. 2691.01/1204.9/800 m), der Dolmen- und der Hehlstein auf Gross Egg (2690.06/1204.85/755 m) und ein fraglicher Schalenstein an der Strasse Morschach – Talstation der Schwebebahn Stoos (2690.51/1204.775/720 m) Zeugen (G. Büchi, schriftl. Mitt.).

Auf die *Römerzeit* zurück gehen Münzfunde im Hürital, Hölloch und auf Rapperslauri in 2000 m. Ein Schädel beim Frauenkloster ergab 2000 a BP. Die Besiedlung erfolgte von Schwyz über Uf Iberg, die Landnahme durch *Alemannen* im Talkessel von Schwyz um 700, im Muotatal um 800–1000, 853 kam das Schächental als Pagellus Uroniae, als Schenkung Ludwigs des Deutschen, ans Zürcher Frauenkloster Felix und Regula. Im 8. Jh. begannen Übergriffe von Urnern nach Norden auf Schwyzer Alpen (LOEPFE 1990).

In Morschach belegt eine Saalkirche mit Apsis aus dem 9. Jh. eine spätalemannische Siedlung (DESCOEUDRES 1986, KESSLER 2012). Das Dorf wird erst 1261 genannt. Flüelen war Fähr- und Zollstelle der Fraumünster-Abtei, wurde aber erst 1266 als Vuolen erwähnt. Mit dem Aufschwung Luzerns und der Erschliessung des Gotthards um 1200 wuchs der Warenumschlag. Sisikon, als

Sisinchon 1173 erwähnt, ging – mit Seedorf und Seelisberg – im 9. Jh. ans Fraumünster über. Auch Riemenstalden war früh besiedelt, wurde aber erst 1343 erwähnt. Brunnen wird 1217 im Urbar des Klosters Einsiedeln genannt; 1243 folgte Muotathal. Eine Kirche reicht bis ins frühe 13. Jh. Die Siedlung Sand östlich von Ried, 1280 erwähnt, gilt als älteste im Tal. Schon 1281 bestand «Bi der vordere Brügg» ein Steg. Das Franziskanerinnen-Kloster wurde 1288 gegründet (GWERDER 1988), 1959 der Wohnturm Ahaburg ausgegraben (KESSLER 1961). Vor der Schlacht am Morgarten wurden bei Brunnen Land- und Seesperren errichtet (BIRCHLER 1930, S. 170ff.); Palisaden im See fielen der Schifffahrt zum Opfer (BÜRGI 1983). Heidenhüttli (GEMSCH 1869, GWERDER 1986, AUF DER MAUR 1998) sind um Illgau, auf Wart, Wartberg, Zimmerstalden und Balmli (MEYER 1988) bekannt, ebenso das Steinhüs westlich des Firstspitz und Gemäuer «Bi der alten Hütten» südlich des Chinzig.

Stoos geht auf 1322 zurück; Ried wird 1337, Illgau 1341, Ruosalp und Chinzig werden 1350 erwähnt; Chinzig, «schluchtartiges Gelände», ein keltisches Lehnwort, ist aber weit älter (V. Weibel in HUG & WEIBEL 1983). 1421 erfolgte die Grenzregelung zwischen Schwyz und Glarus. «Bisisthal» wird 1451 genannt: der «Schlychende Brunnen» ist seit 1488 beurkundet (GWERDER 1991). 1490 wurde der Heubrig zum Freiberg (WEIBEL 1973, GWERDER 1985).

Sisikon und Flüelen hatten viel unter Wildbächen zu leiden; von Sisikon sind Wassernöte 1416, 1480, 1515, 1566, 1600, 1629 belegt, von Flüelen 1720, 1761, 1817, 1888, 1910; jüngste Hochwasser ereigneten sich 1987, 1999 und 2005. Die «Landstrass», ein Weg von Brunnen über Morschach, Mänzigried und Axen nach Flüelen, war nach dem Buggital-Felssturz (1801) unpassierbar; 1862–1865 wurde die Axenstrasse, 1879–1881 die Gotthardbahn gebaut.

LITERATURVERZEICHNIS<sup>1)</sup>

- AEBERLI, U. (1998): Hydrogeologischer Bericht. Geophysikalische Grundwasseruntersuchungen im Talboden des Muotatales. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli, Ibach-Schwyz u. Zürich (unpubl.).
- AMACHER, G. & UEBELHART, M. (1991): Eine neue Fundstelle im Sedimentgestein der Urner Voralpen. – Mineralienfreund 29/1, 1–11.
- AMSTUTZ, A. (1989): Bad Seewen: Die Geschichte der Heilquellen und Bäder in Seewen im 18. Jahrhundert bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts. – Schwyzer Hefte 47.
- ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentals (Kanton Uri). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 77.
- ANGEHRN, P.P. (1990): Hydrogeologische Grundlagen Urner Reusstal, Abschnitt Amsteg – Urner Reusstal. – Büro Hydrogeol. Dr. P.P. Angehrn, Schattdorf (unpubl.).
- (1996): Schutzzonenauscheidung für die Quellfassungen Bran, Goldplang und Grindsblacken, im Quellgebiet Schwarzenbach. – Wassergenossenschaft Muotathal (unpubl.).
- ARBENZ, P. (1905): Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 18.
- (1912): Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. – *Ecologae geol. Helv.* 11/6, 775–779.
- (1913): Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 58/1–2, 15–34.
- (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 64/1–2 (Heim-Festschr.), 246–275.
- (1934): Die helvetische Region. – *Geol. Führer Schweiz* 2, 96–120 (Wepf, Basel).
- AUF DER MAUR, C., MATTER, G. & SAUTER, M. (2012): Neue archäologische Entdeckungen im Kanton Uri. – *Archäol. Schweiz* 35/2, 8–23.
- AUF DER MAUR, F. (1998): Alpine Wüstungen im Kanton Schwyz. – In: MEYER, W. (Ed.): «Heidenhüttli». 25 Jahre archäologische Wüstungsforschung im schweizerischen Alpenraum (S. 315–327). – Schweiz. Beitr. Kulturgesch. Archäol. Mittelalters 23–24.
- BAYER, A. A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Mélange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 240.
- BETTENSTAEDT, F. (1957): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Voralberger Alpen auf Grund mikropaläontologischer Untersuchungen. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 109/2, 566–592.
- BILLETER, J. (1916): Aus der Chronik des Pfarrers Jakob Billeter von Aegeri. – XXII. Njbl. Uri, Verein für Geschichte und Altertümer von Uri, Altdorf, 43.
- BIRCHER, W. (1935): Studien im Oberen Bajocien der Ostschweiz (Glarner- und St. Galleralpen). – *Diss. Univ. Zürich*.
- BIRCHLER, L. (1930): Die Kunstdenkmäler des Kantons Schwyz. Bd. 2: Gersau, Küssnacht und Schwyz. – Birkhäuser, Basel.
- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. – *Z. Geomorph.* 5/3, 185–193.
- (1985a): Das Riemenstaldner Tal. In: JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L.: Erläuterungen zu Blatt Panixerpass (S. 78–79). – Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Nr. 3. Schweiz. geotech. Komm.

<sup>1)</sup>Die *Ecologae geol. Helv.* sind auf Internet verfügbar unter:

<http://retro.seals.ch/digbib/vollist?UID=egh-001>

die *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* unter:

<http://retro.seals.ch/digbib/vollist?UID=smp-001&id=home&id2=browse4>

- BÖGLI, A. (1985b): Das Muotatal. In: JÄCKLI, H., BÖGLI, A., LOCHER, T., NABHOLZ, W., SCHINDLER, C., WEBER, E. & WYSSLING, L.: Erläuterungen zu Blatt Panixerpass (S. 80–92). – Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000, Nr. 3. Schweiz. geotech. Komm.
- BÖGLI, A. & HARUM, T. (Hrsg.) (1981): Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales (Schweiz). – Steir. Beitr. Hydrogeol. 33, 125–264.
- BOLLI, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Eclogae geol. Helv.* 37/2 (1944), 217–328.
- BOUSQUET, R., OBERHÄNSLI, R., SCHMID, S. M., BERGER, A., WIEDERKEHR, M., ROBERT, C., MÖLLER, A., ROSENBERG, C., ZEILINGER, G., MOLLI, G. & KOLLER, F. (2012): Metamorphic framework of the Alps. – Commission of the Geological Map of the World (CCGM/CGMW).
- BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 331–380.
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattekalkformation. – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BRÜCKER, W. (2011): Geografische und geologische Einführung. – In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): Geologie des Kantons Uri (S.7–26). – Natf. Ges. Uri, Ber. 24.
- BRÜCKNER, W. (1934a): Die Geologie der Schächentaler Berge, eine Einführung zur Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet am 4. und 5. September 1933. – *Eclogae geol. Helv.* 26/2 (1933), 203–206.
- (1934b): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 26/2 (1933), 325–330.
- (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. – *Verh. natf. Ges. Basel* 48, 77–182.
- (1938): Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – *Eclogae geol. Helv.* 30/2 (1937), 263–292.
- (1946): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 38/2 (1945), 315–328.
- (1947a): Über die Gliederung des Kieselkalkes in der Zentralschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2 (1946), 159–164.
- (1947b): Über die Natur der «Toralp-Decke» und der «Richisauer Zwischendecke» im Pragelpass-Gebiet. – *Eclogae geol. Helv.* 39/2 (1946), 165–168.
- (1956a): Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urnersees, Zentralschweiz. – *N. Jb. Geol.* 102/3, 381–401.
- (1956b): Über Lösungstische. – *Alpen* 3, 35–36.
- BRÜCKNER, W. & ZBINDEN, P. (1987): Blatt 1192 Schächental. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 83.
- BÜNTI, J. L. (1914): Aus der Chronik des Landammann Joh. Lorenz Bünti von Stans. – *XX. Njbl. Uri, Verein für Geschichte und Altertümer von Uri, Altdorf*, 8–9.
- BURGER, H. (1986): Fazielle Entwicklung und paläogeographische Rekonstruktion des helvetischen Schelfs während der untersten Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 561–615.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.

- BÜRGI, J. (1983): Die Letzinen der Urkantone – ein Verteidigungssystem aus der Zeit der Bundesgründung. – Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz 75, 27–56.
- BUXTORF, A. (1907): Stratigraphie der Valanginien-Hauteriviengrenze in der Zentralschweiz. In: BAUMBERGER, E. & HEIM, A.: Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze im Churfürsten-Mattstockgebiet (S. 2–6). – Abh. schweiz. paläont. Ges. 34/2.
- (1908): Zur Tektonik der Zentralschweizerischen Kalkalpen. – Z. deutsch. geol. Ges. 60/1–2, 163–197.
  - (1910): Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. – Geol. Spezialkarte 27, Erläut. 9 (schweiz. geol. Komm.).
  - (1912): Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. – Eclogae geol. Helv. 12/2, 164–166.
  - (1918): Über das mutmassliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alt-eocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. – Eclogae geol. Helv. 14/5 (1917), 663–665.
- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P. & STAUB, W. (1916): Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50000. – Geol. Spez.-Karte 66a.
- DESCOEUDRES, G. (1986): Die Ausgrabungen in der Pfarrkirche St. Gallus in Morschach. – Mitt. Hist. Ver. Kt. Schwyz 78, 189–243.
- DESOR, E. (1855): Quelques mots sur l'étage inférieur du groupe Néocomien (étage Valanginien). – Bull. Soc. Sci. nat. Neuchâtel. 3, 172–180.
- DETTLING, A. (1988): Brunner Wasser – Der Weg zur Quellwasserversorgung Brunnen AG 1888–1988. – Quellwasserversorg Brunnen.
- DETTLING, M. (1860): Schwyzerische Chronik oder Denkwürdigkeiten des Kantons Schwyz. – Triner, Schwyz.
- DIEGEL, F. (1973): Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 166.
- DOLLFUS, S. (1961): Über das Alter des Blegi-Ooliths in der Glärnisch-Gruppe. – Mitt. natf. Ges. Glarus 11, 91–108.
- (1965): Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 453–554.
- DU PASQUIER, L. (1891): Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 1.
- EBERLI, U. (1998): Untersuchung der geologischen Bohrkerne aus der Region Altdorf–Erstfeld, Kanton Uri. – Ber. Amt Umweltschutz Kt. Uri, Altdorf (unpubl.).
- EBS (2002): 50 Jahre Eigenwerk – Ihr EBS. – Elektrizitätswerk des Bezirks Schwyz.
- ELLENBERGER, F. (1995): Johann Scheuchzer, pionnier de la tectonique alpine. – Mém. Soc. géol. France 168, 39–53.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1834): Geognostische Schilderung des Kantons Zürich. – Gemälde des Kantons Zürich.
- (1841): Geologische Carte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen, nebst Profilen. – Verh. schweiz. natf. Ges. (1841), 56–62.
  - (1842): Klönthal–Pragel–Silberer–Mueta-Tal. Tagebuch V. – Dep. Hauptbibl. ETH Zürich (unpubl.).
  - (1849): Tagebuch IX. – Dep. Hauptbibl. ETH Zurich (unpubl.).
- FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., DEICHMANN, N., GISLER, M., SCHWARZ-ZANETTI, G., ALVAREZ-RUBIO, S., SELLAMI, S., EDWARDS, B., ALLMANN, B., BETHMANN, F., WÖSSNER, J., GASSNER-STAMM, G., FRITSCH, S. & EBERHARD, D. (2011): ECOS-09 Earthquake Cata-

- logue of Switzerland Release 2011. Report and Database [online]. – Swiss Seismological Service ETH Zurich. Public catalogue: <http://www.seismo.ethz.ch/prod/catalog/index>.
- FICHTER, H. J. (1933): Die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung der helvetischen Unterkreide und ihre Anwendung auf die Stratigraphie des helvetischen Albien. – *Eclogae geol. Helv.* 26/2, 198–203.
- (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 69.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 95/9, 1118–1128.
- FÖLLMI, K. B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 262.
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacien): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FREY, F. (1965): Geologie der östlichen Claridenkette. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 110/1, 1–287.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps. An introduction. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 66/1–2, 13–27.
- (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite «crystallinity» data. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68/2, 171–183.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980b): Alpine metamorphism along the Geotrasverse Basel–Chiasso–a review. – *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527–546.
- FREY, M. & FERREIRO MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79/1, 135–154.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980a): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank und fluid inclusion data. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FRIEDL, G. & ZURBRÜGG, C. (1988): Geologie des Fronalpstockgebietes (Kanton Schwyz). – *Diplomarb. geol. Inst. Univ. Bern* (unpubl.).
- FRIESE, B. (1986): Sedimente, Gefügebildung und Metamorphose im Altdorfer Sandstein und den angrenzenden tektonischen Einheiten (Zentrale Schweizer Alpen). – *Diss. Univ. Köln*.
- FRYBERG, S. (1995): Uri und seine Wasser. – AT-Verlag, Aarau.
- FUNK, H. P. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmansschichten in der Säntis–Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433.
- FUNK, H. P., LABHART, T., MILNES, A. G., PFIFFNER, O. A., SCHALTEGGER, U., SCHINDLER, C., SCHMID, S. M. & TRÜMPY, R. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982. – *Eclogae geol. Helv.* 76/1, 91–123.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 47/1.
- GASSER, D. & BROK, B. DEN (2008): Tectonic evolution of the Engi Slates, Glarus Alps, Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 101/2, 311–322. DOI 10.1007/s00015-008-1258-0

- GASSER, J. (1985): Schützenswerte Objekte – Erhaltungswürdige Landschaften in der Gemeinde Schwyz. – Manuskrt., dep. Landesgeol. Bern.
- (2003): Gemeinden Morschach, Ingenbohl und Schwyz. Geotop-Inventar Kanton Schwyz und Abklärungen im Rahmen Geotop-Inventar: Menhire, Dolmen, Schalensteine – Rückblick in die Steinzeit. – Schwyz. natf. Ges., Einsiedeln; Umwelt-Dept. Kt. Schwyz, Schwyz (unpubl.).
  - (2004): Erratiker als Mittelmoränenreste des Reussgletschers, Erläuterungen, Gemeinde Morschach: Sisikon–Ingenbohler Wald (oberer Teil)–Oberschönenbuch, Gemeinde Ingenbohl: Ingenbohler Wald (unterer Teil)–Vorder Wasi–Unterschönenbuch, Gemeinde Schwyz: Oberschönenbuch. – Geotop-Inventar Kanton Schwyz, Beilage zur Exkursion der Schwyz. natf. Ges. vom Oktober 2004.
- GEMSCH, D. C. (1869): Die Heidenhäuschen auf Illgau, Canton Schwyz. – Anz. Schweiz. Altertumskd., Zürich, 1, 11–15.
- GISLER, M., FÄH, D. & GIARDINI, D. (Ed.) (2008): Nachbeben. Eine Geschichte der Erdbeben in der Schweiz. – Haupt, Bern.
- GRONER, U. (1985): Palynologie der Karsthöhlensedimente im Hölloch, Zentralschweiz. – Diss. geogr. Inst. Univ. Zürich.
- GROSHONG, R. H. Jr., PFIFFNER, O. A. & PRINGLE, L. R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. – J. struct. Geol. 6/1–2, 5–18.
- GWERDER, A. (1985): Damals, als der Pfarrer aus dem Thal verjagt wurde... – Heimatkunde Muotathal–Illgau (Urkunden 1243–1500). – Triner, Schwyz.
- (1986): Das Muotathal wie es keiner kennt – Heimatkunde Muotathal und Illgau 2: Geschichtliche Zusammenhänge. – Triner, Schwyz.
  - (1988): Liegenschaftsgeschichte Muotathal–Illgau, 1: Ried und unter Stoos. – Triner, Schwyz.
  - (1989): Liegenschaftsgeschichte Muotathal–Illgau, 2: Vorder Sonnenhalb. – Triner, Schwyz.
  - (Hrsg.) (1991): «Üsäs Muotithal»: Heimat und Lebensraum. Ein Fotoband über die Gemeinde Muotathal. – Triner, Schwyz.
- HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an der Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide: Pygurus-Schichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 219.
- (1994a): Geologisch-hydrogeologischer Bericht mit 5 Beilagen für die AlpTransit der SBB, Teilabschnitt Uri. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG Zürich (unpubl.).
  - (1994b): Ergänzungsbericht mit 2 Beilagen, Teilabschnitt Uri, Kantonsvorschlag Altdorf Nord. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG Zürich (unpubl.).
- HÄNNI, R. & PFIFFNER, O. A. (2012): Geologische Profile Wellenberg 2012. – Nagra Arbeitsber. NAB 12-04.
- HANTKE, R. (1949): Geologische Untersuchungen im Silbergebiet (Kantone Schwyz und Glarus). – Diplomarb. geol. Inst. ETH, Zürich (unpubl.).
- (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1, 1–212.
  - (1980): Eiszeitalter. Band 2. – Ott, Thun.
  - (1982): Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Prugel- und Klausenpass. – In: BETTSCHART, A. (Hrsg.): Die Karstlandschaft des Muotatales (S. 3–12). – Ber. schwyz. natf. Ges. 8.
  - (1987a): Anwendungen der topographischen Karte Urwald-Reservat Bödmeren 1:2000 für wissenschaftliche Untersuchungen. In: THEE, P., HANTKE, R., KÄLIN, W., LEIBUNDGUT, H. & SCHWARZENBACH, F. H.: Das Kartenprojekt Urwald-Reservat Bödmeren 1:2000 (S. 24–29). – Ber. eidg. Forschungsanst. Wald Schnee Landsch. (Birmensdorf) 299.

- HANTKE, R. (1987b): Die Alpen im Eiszeitalter. – Mitt. natf. Ges. Luzern 29, 77–98.
- (1995): Erdgeschichte des Bödmerenwaldes (Gemeinde Muotathal, Kt. Schwyz). Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:2000 (2. überarb. Aufl). – Ber. eidg. Forschanst. Wald Schnee Landsch. (Birmensdorf) 337.
  - (2003a): Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen. In: LIENERT, S. (Hrsg.): Geologie und Geotope im Kanton Schwyz (S. 99–105). – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
  - (2003b): Unterseeische Mittelmoränen im Vierwaldstätter See. In: LIENERT, S. (Ed.): Geologie und Geotope im Kanton Schwyz (S. 106–109). – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
  - (2003c): Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes. In: LIENERT, S. (Hrsg.): Geologie und Geotope im Kanton Schwyz (S. 110–118). – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
  - (2003d): Das Roggenstöckli P. 1702.5, eine Klippe der Drusberg-Decke. In: LIENERT, S. (Hrsg.): Geologie und Geotope im Kanton Schwyz (S. 54). – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
  - (2006): Blatt 1151 Rigi, mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 116.
- HANTKE, R. & BRÜCKNER, W.† (2011): Blatt 1192 Schächental. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 83.
- HANTKE, R. & SCHEIDEGGER, A. E. (2003): Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen. Richtungsbeziehungen zwischen Gewässern (Seen, Bächen) und Klüften. In: LIENERT, S. (Hrsg.): Geologie und Geotope im Kanton Schwyz (S. 83–98). – Ber. schwyz. natf. Ges. 14.
- HAUSWIRTH, W. (1913): Geologie der Gebirge südlich von Muotatal. Kaiserstock und Wasserberg. – Eclogae geol. Helv. 12/4, 601–662.
- HEIM, ALB. (1883): Excursion de la Société géologique suisse en août 1883 (Axenstrasse, Windgälle). – Arch. Sci. phys. nat. Genève (3) 10, 533–534.
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
  - (1919): Geologie der Schweiz (Bd. I). – Tauchnitz, Leipzig.
  - (1921): Geologie der Schweiz 2/1. – Tauchnitz, Leipzig.
  - (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 77/Beibl. 20.
  - (1934): Gutachten über die erratischen Blöcke im Ingenbohrer Wald. – Gde. Morschach.
- HEIM, ARN. (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. – Versuch zu einer Revision der alpinen Eocäen-Stratigraphie. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 35.
- (1909): Sur les Zones Paléontologiques et Lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. – Bull. Soc. géol. France (4) 9, 102–127.
  - (1913): Monographie der Churfürsten–Mattstock-Gruppe. II. Teil: Stratigraphie der Mittleren Kreide. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/3.
- HELBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76/2, 69–125.
- HERB, R. (1988): Eocäene Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HILBE, M., ANSELMETTI, F. S., EILERTSEN, R. S., HANSEN, L. & WILDI, W. (2012): Subaqueous morphology of Lake Lucerne (Central Switzerland): Implications for mass movements and glacial history. – Swiss J. Geosci. 104/3, 425–443.
- HSÜ, K. J. & BRIEGEL, U. (1991): Geologie der Schweiz. – Birkhäuser, Basel.
- HUBER, A. (1980): Schwallwellen in Seen als Folge von Felsstürzen. – Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol. ETH Zürich 47.
- (1982): Felsbewegungen und Uferabbrüche an Schweizer Seen, ihre Ursachen und Auswirkungen. – Eclogae geol. Helv. 75/3, 563–578.

- HUG, A. & WEIBEL, V. (1983): Bergnamengebung im Schächental. In: ITEN, K. (Hrsg.): Das Schächental. Das grosse Buch vom Klausen und von der Verbindung zwischen Uri und Glarus (S. 161–189). – Gamma, Altdorf.
- HUSEN, S., BACHMANN, C. & GIARDINI, D. (2007): Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005. – *Geophys. J. int.* 171/3, 1126–1134.
- IMHOF, W. (2010): Der Bär im Muotatal. Späteiszeitliche und nacheiszeitliche Knochen von Braunbär (*Ursus arctos*) und Höhlenbär (*Ursus spelaeus*) aus Höhlen des Muotatals liefern überraschende Erkenntnisse. – *Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz* 102, 13–30.
- (2012): Bär, Wolf und Luchs im Muotatal. Knochenfunde aus Höhlen. – Triner, Schwyz.
- (2013): Die ersten Muotataler. Spuren ur- und frühgeschichtlicher Jäger und Hirten aus Höhlen und Balmen. – Triner, Schwyz.
- JÄCKLI, H. (1955): Baugrunduntersuchungen Ausgleichsbecken Saliboden im Bisistal. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG Zürich (unpubl.; SGD-Nr. 4406).
- JEANNET, A. (1920): Jurassique du Glärnisch. – *Ecolgae geol. Helv.* 16/1, 126–127.
- (1941): Geologie der oberen Sihltaler Alpen (Kt. Schwyz). – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 3 (1938–1940), 3–24.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): Stratigraphische Profile des Nummulitikums von Einsiedeln–Iberg. – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 1 (1932–1935), 35–51.
- JEANNIN, P. Y., WILDBERGER, A. & ROSSI, P. (1995): Multitracing-Versuche 1992 und 1993 im Karstgebiet der Silberen (Muotatal und Klöntal, Zentralschweiz). – *Beitr. Hydrogeol.* 46, 43–87.
- JENNY, J. J. (1934): Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. – *Verh. natf. Ges. Basel* 45, 109–162.
- KAPP, C. (1988a): Felssturz Läckwald, Riemenstaldner Tal. – H. Kapp, Grundbauberatung AG, St. Gallen, G 2232 (unpubl.).
- (1988b): Geologische Detailkartierung im Riemenstaldental Sisikon–Chämlezen/Riedberg. Kantone Schwyz und Uri, Baukomm. Riemenstaldnerbach. – H. Kapp, Grundbauberatung AG, St. Gallen, G 2513 (unpubl.).
- KEMPF, O. & PFIFFNER, O. A. (2004): Early Tertiary evolution of the North Alpine Foreland Basin of the Swiss Alps and adjoining areas. – *Basin Res.* 16, 549–567.
- KESSLER, J. (1961): Die Ahaburg, Gemeinde Muotathal SZ. Ein Beitrag zur mittelalterlichen Burgenkunde. – *Mitt. hist. Ver. Schwyz* 54, 183–205.
- KOCH, M. (1952): Johann Scheuchzer als Erforscher der Geologie der Alpen. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 97/3, 195–202.
- KORNER, M. (1978): Sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im helvetischen Gault zwischen Aare und Linth. – *Diss. Univ. Bern.*
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 259.
- LANG, O. (2002): Historische Ausgangspunkte und Entwicklung des Reussdeltas. – ILU Ottomar Lang AG, Uster.
- LETSCH, D. (2012): Isotopengeologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone (Steinbach, SZ). – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 157/1–2, 33–43.
- LINDER, P., GIGANDET, J., HÜSSER, J. L., GAINON, F. & FÖLLMI, K. B. (2006): The Early Aptian Grüntes Member: Description of a new lithostratigraphic unit of the helvetic Garschella Formation. – *Ecolgae geol. Helv.* 99/3, 327–341.
- LOEPFE, A. (1990): Der Chinzig-Chulm – Von Sennen und Soldaten. In: SCHÜPBACH, H. (Hrsg.): Wanderungen auf historischen Wegen (S. 78–91). – Ott, Thun.

- LOMBARDI, G. & BALESTRA, L. (1976): Die SBB-Unterführung von Flüelen. – Schweiz. Bauztg. 94/16.
- LUSSER, K. F. (1829): Geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnittes vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – Denkschr. allg. Ges. ges. Natw. 1, 144–172.
- (1834): Der Kanton Uri: historisch, geographisch, statistisch geschildert. – Huber; St. Gallen, Bern. [Faksimile-Neudruck (1978): Der Kanton Uri (Gemälde der Schweiz). – Slatkine, Genf]
- (1841): Profil der beiden Ufer des Vierwaldstättersees, vorgezeigt und erläutert mit Bemerkungen von A. Escher von der Linth. – Verh. schweiz. natf. Ges. (1841), 66–67.
- (1842): Nachträgliche Bemerkung zu der geognostische Forschung und Darstellung des Alpen-Durchschnittes vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. – N. Denkschr. allg. Ges. ges. Natw. 6, 144–157.
- MENKVELD, J.W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. (1995): Stratigraphie, Fazies und Palaeogeographie des Eocaens der helvetischen Decken der Westschweiz (Diablerets- und Wildhorn-Decke). – Eclogae geol. Helv. 88/1, 115–134.
- (1997): Die Bürgen-Fm. und die Klimeshorn-Fm.: Formelle Definition zweier lithostratigraphischer Einheiten des Eozäns der helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 90/2, 245–261.
- MEYER, W. (1988): Wüstung Illgau/Balmis SZ: Vorbericht über die Sondierungen 1987. – Mitt. hist. Ver. Kt. Schwyz 80, 83–95 (auch: Nachr. schweiz. Burgenver. 61, 66–71).
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 83–95.
- MÖCKLI, U. (Hrsg.) (2000): Höllloch, Naturwunder im Muotatal. – AS Verlag, Zürich.
- MOESCH, C. (1894): Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kienthal. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/3.
- MONBARON, M. & WILDBERGER, A. (2009): The karrenfields of the Muota Valley: type localities of the main karren types after the nomenclature by Alfred Bögli. In: GINÉS, A., KNEZ, M., SLABE, T. & DREYBRODT, W. (Ed.): Karst Rock Features. Karren sculpturing (23, p.291–298). – Carsologica 9; Karst Research Institute, Ljubljana.
- MONECKE, K., ANSELMETTI, F., BECKER, A., STURM, M. & GIARDINI, D. (2004): Signature of historic earthquakes in lake sediments in Central Switzerland. – Tectonophysics 394, 21–40.
- MOSER, H. J., WEBER, R., HANKE, J., SCHENKER, F., GRETENER, B. (1994): Teilabschnitt Axen, Variante Basis. Geologisch-hydrogeologischer Bericht. Vorprojekt SBB. – Ingenieur-gemeinschaft Tell, Bern (unpubl.).
- MÜLLER, D. (1992): Felssturz Ölberg an der Axenstrasse: Untersuchung der Schwallwellengefahr im Urnersee. – Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol. Glaziol. ETH Zürich (VAW), Ber. 4059.
- MUHEIM, J. K. (1969): Quellen und Wasserversorgung Kanton Uri, Reusstal–Fronalp und Rigi SZ: Zeitabschnitt 1885–1965. – Huber, Altdorf.
- OBERFORSTAMT SCHWYZ (1983): Der drohende Bergsturz am Schwarzstock: Orientierung an die gefährdete Bevölkerung und Anweisungen für den Sicherheitsdienst vom 4. Okt. 1944. – Gemeinderat – Gemeindeganzlei Muotathal.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 150.

- OBERHOLZER, J. (1908a): Das Deckensystem der Silbern. – Verh. schweiz. natf. Ges. (1908), 217–219.
- (1908b): Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. – *Eclogae geol. Helv.* 10/4, 531–555.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 28.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 70/2, 351–370.
- PIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 217.
- (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 71/1, 61–84.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.* 8, 219–228.
- (2010): Geologie der Alpen. – Haupt, Bern (2. Aufl.).
- (2011): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – Explanatory notes to Geological Special Map 128.
- PIFFNER, O. A. & DEICHMANN, N. (2014): Seismotektonik der Zentralschweiz. – Nagra Arbeitsber. NAB 14–26.
- PIFFNER, O. A., RAMSAY, J. G. & SCHMID, S. M. (2010): Blatt 33 Toggenburg, Nr. 6. In: PFIFFNER, O. A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N. S., MENKVELD, J. W., RAMSAY, J. G., SCHMID, S. M. & ZURBRIGGEN, R.: Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – Geological Special Map 128.
- RENNER, F. & ZGRAGGEN, A. (2011): Auf den Spuren des Reussgletschers von der Eiszeit bis zur Gegenwart. – In: SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.): Geologie des Kantons Uri (S. 97–134). – *Natf. Ges. Uri, Ber.* 24.
- RINGENBACH, J. (1988): Wasser ist Leben. Festschrift zur Feier 100 Jahre Wasserversorgung Altdorf 1888–1988. – Wasserversorgung Altdorf.
- ROTH, P. H. (1965): Geologische Beobachtungen in der westlichen Wiggisgruppe (Kt. Glarus). – *Diplomarb. ETH Zürich* (unpubl.).
- (1969): Geologische Beobachtungen in der westlichen Wiggisgruppe (Kt. Glarus). – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 185–190.
- RUFFINI, R., POLINO, R., CALLEGARI, E., HUNZIKER, J. C. & PFEIFER, H. R. (1997): Volcanic clastic turbidites of the Taveyenne sandstones from the Thônes syncline (Savoie, France): records for a Tertiary postcollisional volcanism. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 77/2, 161–174.
- SANDRI, A. (1988): Hochwasserschutzmassnahmen im Einzugsgebiet Gruonbach – Generelles Projekt, Technischer Bericht. – Kt. Uri, Komm. Hochwasserschutz (unpubl.).
- SCHALLER-DONAUER, A. (1937): Chronik der Naturereignisse im Urnerland 1000–1800. – Separatdr. Gotthard-Post; Gamma, Altdorf.
- SCHUCHER, J. J. (1716): Natur-Historie des Schweizerlandes. 4. Teil: Helvetiae Stoicheiographica. – Bodmer, Zürich. [Faksimile-Neudruck Orell Füssli, Zürich (1978)]
- SCHINDLER, C. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 107.
- (1969): Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 155–171.
- SCHLÜCHTER, C. (Kompil.) (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), 1:500 000. – GeoKarten 500, Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Bern.

- SCHMID, S. M. (1975): The Glarus Overthrust: Field Evidence and Mechanical Model. – *Ecolgae geol. Helv.* 68/2, 247–280.
- SCHNEIDER, T. R. (1979): N4 Ausbau Axenstrasse. – Ber. 341d, 6. 6.79: Neuer Axentunnel. – Gutachten z.H. Baudir. Uri (unpubl.).
- (1981): Gotthardbasislinie. Ber. 307q, 31. 5. 81: Zufahrt Nord im Raume Arth-Goldau bis Kantonsgrenze SZ/UR, Machbarkeitsstudie, Geologie. – Gutachten z.H. BA Verkehr (unpubl.).
  - (1983a): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 341n, 28. 3. 83: Stutzegg–Äusseren Tellen; Beurteilung der neuen Linienführung bergseits der Fedierkurve. Tunnel Gumpisch-Süd. – Gutachten z.H. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1983b): Gotthardbasislinie. Ber. 307r, Mai 1983: Zufahrt Nord im Raume Kantonsgrenze SZ/UR bis südlich Erstfeld, Machbarkeitsstudie, Geologie und Hydrogeologie. – Gutachten z.H. BA Verkehr (unpubl.).
  - (1984/1999): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402a, 31.12. 84, Ber. 402a rev., 15.11.99: Geologische Grundlagen, Aktualisierung. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1987a): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402c, 15. 6. 87: Umfahrung Sisikon: Geologische Detailkartierung. – Gutachten Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1987b): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402b, 30. 6. 87 Umfahrung Flüelen: Auswertung der Sondierungen 1987 und geologisch-geotechnische Projektgrundlagen. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.; SGD-Nr. 25518).
  - (1987c): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402d, 23.10. 87: Auswertung der Sondierbohrungen. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.; SGD-Nr. 28483).
  - (1988): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402e, 31.12. 88: Umfahrung Sisikon: Beurteilung der Felssturzgefahr im Abschnitt Buggital–Gumpisch. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1989): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402g, 31. 3. 89: Umfahrung Flüelen: Generelles Projekt. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1990): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402i, 10. 6. 90: Umfahrung Flüelen, Auswertung der Sondierbohrungen und geologisch-geotechnische und hydrogeologische Projektgrundlagen (Anschluss Süd–Portal Süd–Lüftungsschacht). – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1991): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402k, 30. 9. 91: Fronalptunnel, Umfahrung von Sisikon (Strecke Brunnen–Morschach–S Sisikon): Geologische Grundlagen, Resultate der Detailkartierung 1990 und der Sondierbohrungen. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
  - (1992a): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402l, 15. 2. 92: Felssturzgebiet Oelberg: Geologie. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz (unpubl.).
  - (1992b): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402o, 11. 3. 92: Felssturzgebiet Oelberg: Umfahrungstunnel. Sondierbohrungen und SBB-Stollen. Detailauswertung. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz (unpubl.).
  - (1992c): N4 Ausbau Axenstrasse. Ber. 402t, 30.11.92: Fronalptunnel: Generelles Projekt, Geologie, Geotechnik. – Gutachten z.H. Baudep. Schwyz u. Baudir. Uri (unpubl.).
- SCHNELLMANN, M. (2004): Late Quaternary mass movements in a perialpine lake (Lake Lucerne, Switzerland). Sedimentary processes, natural hazards and paleoseismic reconstructions. – Diss. ETH Zürich 15533.
- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F. S., GIARDINI, D. & MACKENZIE, J. A. (2005): Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). – *Sedimentology* 52, 271–289.
- (2006): 15,000 years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazard. – *Ecolgae geol. Helv.* 99/3 409–428.

- SCHNELLMANN, M., ANSELMETTI, F. S., GIARDINI, D., MACKENZIE, J. A. & WARD, S. N. (2002): Prehistoric earthquake history revealed by lacustrine slump deposits. – *Geology* 30/12, 1131–1134. DOI 10.1130/0091-7613(2002)030<1131:PEHRBL>2.0.CO;2
- SCHUMACHER, J. (1950): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). – *Mitt. natf. Ges. Bern* [N.F.] 7, 1–55.
- SCHWARZ-ZANETTI, G. (2008): Das Erdbeben in Unterwalden vom 16. September 1601 und die nachfolgende Flutwelle im Vierwaldstättersee. In: GISLER, M., FÄH, D. & GIARDINI, D. (Hrsg.): Nachbeben. Eine Geschichte der Erdbeben in der Schweiz (S.61–68). – Haupt, Bern.
- SGH (2003): Liste der Höhlen und weiterer Karstgeotope sowie einiger geomorphologischer Geotope im Kanton Schwyz. – Ausscheidungsvorschlag einer Arbeitsgruppe der Schweizerischen Gesellschaft für Höhlenforschung SGH (unpubl.).
- SIDLER, C. (1994): Histoire du paysage végétal au Bödmerenwald/Muotathal SZ, du Tardiglaciaire würmien à l'Holocène. – Manusk., dep. Stiftung Urwaldreservat Bödmeren, Muotathal.
- (2001): Spätglaziale und holozäne Vegetationsgeschichte des Bödmerenwaldes, Gemeinde Muotathal/SZ (Pollenanalyse). In: SIDLER, C. (Hrsg.): Urwaldreservat Bödmeren (S.51–64). – *Ber. schwyz. natf. Ges.* 13.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 201a.
- SIEGENTHALER, C., FINGER, W., KELTS, K. & WANG, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 241–260.
- SIEGENTHALER, C. & STURM, M. (1991a): Slump induced surges and sediment transport in Lake Uri, Switzerland. – *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie* 24, 955–958.
- (1991b): Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter. In: Ursachenanalyse der Hochwasser 1987: Ergebnisse der Untersuchungen (S. 127–139). – *Mitt. Landeshydrol. u. -geol.* 14.
- SPECK, J. (1991): Ein bronzenes Schaftlappenbeil von Bisital (Gem. Muotathal SZ). – *Jb. schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.* 74, 200–201.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 152.
- STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 32.
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk ( $\pm$  Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 225.
- STUDER, B. (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – Dalp, Bern.
- STUTZ, U. (1883): Geologische Beschreibung der Axenstrasse. – *N. Jb. Mineral. Geol. Paläont.* (1882), Beilbd. 2, 440–486.
- STYGER, G. A. (1977): Geologischer Bericht zu den drei Tiefen-Bohrungen für die Regionalplanung Schwyzerhöhi auf Ingenbohler- und Morschacher Gemeindegebiet. – Dr. G. Styger, berat. Geologe, Winterthur (unpubl.).
- SUTER, T. & GWERDER, W. (2002): Eine für die Gemeinde Muotathal entscheidende Zeitepoche: 50 Jahre Elektrizitätswerk des Bezirks Schwyz. – *Muotathaler Zirkel* 14.

- TOBLER, A. (1899): Ueber Faciesunterschiede der unteren Kreide in den nördlichen Schweizeralpen. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. Bd 2, Abh., 142–152.
- TOBLER, A. & BUXTORF, A. (1906): Berichte über die Exkursionen der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Klippenregion am Vierwaldstättersee vom 12. bis 16. September 1905. – *Ecolgae geol. Helv.* 9/1, 19–55.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarneralpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 79/1.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinostischen Korrelation und Ansätze zu einer kinetischen Analyse. – *Ecolgae geol. Helv.* 62/1, 105–142.
- (1998): Tectonic Units of Central Switzerland: Their interpretation from A. D. 1708 to the present day. – *Bull. appl. Geol.* 3/2, 163–182.
- WEIBEL, M. (2003): Chinzig (Muotatal SZ, UR). – *Mineralienfreund* 41/1, 8–11.
- WEIBEL, V. (1973): Namenkunde des Landes Schwyz. Die Orts- und Flurnamen in ihrer historischen Schichtung und dialektologischen Relevanz. – *Studia Linguistica Alemannica; Forschungen alemannischen Sprachraum Bd. 1.* Huber, Frauenfeld.
- WILDBERGER, A., GEYH, M. A., GRONER, U., HÄUSELMANN, P., HELLER, F. & PLOEZE, M. (2010): Dating speleothems from the Silberer Cave System and surrounding areas: Speleogenesis in the Muota Valley (Central Switzerland). – *Z. Geomorph.* 54, Suppl. 2, 307–328.
- WILDBERGER, A., GEYH, M. A. & HENNING, G. (1992): Datierungsversuche an Tropfsteinen aus dem Hölloch (Zentralschweiz). – *Akten 9. nat. Kongr. schweiz. Ges. Höhlenforsch.; Ergänzbld. 13 zu Stalactite*, 113–119.
- WILDBERGER, A. & MÜLLER, I. (2007): Die Lage der Felsoberfläche im Tal der Muota zwischen Schlattli und unterem Bisistal – Konsequenzen für die Verkarstung. – *Stalactite* 57/1, 77–81.
- ZIMMERMANN, F. (1936): Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee und den angrenzenden Gebieten. – *Diss. Univ. Bern.*

#### Weitere Literatur (von Gesamtinteresse; im Text nicht zitiert)

- ARBENZ, P. & BUXTORF, A. (1934): Exkursion Nr. 58. Frohnalpstock–Axenstrasse. – *Geol. Führer Schweiz* 10, 756–767 (Wepf, Basel).
- BEHRENS, H., BÖGLI, A., HÖLZL, H., KÄÄS, W., LEIBUNDGUT, C., MAURIN, V., MOSER, H., RAJNER, V., RANK, D., STICHLER, W., ZOJER, H. & ZÖTL, G. (1981): Hydrogeologische Untersuchungen im Karst des hinteren Muotatales (Schweiz). – *Steir. Beitr. Hydrogeol.* 33.
- BETTSCHART, A. (Hrsg.) (1982): Die Karstlandschaft des Muotatales. – *Ber. schweiz. natf. Ges.* 8.
- BOLLI, H. (1945): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – *Ecolgae geol. Helv.* 37/2 (1944), 217–328.
- GERBER, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. – *Ecolgae geol. Helv.* 23/2, 497–547.
- HANTKE, R. (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun.
- LEUPOLD, W. (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Ecolgae geol. Helv.* 35/2 (1942), 247–291.
- SPILLMANN, P., LABHART, T., BRÜCKER, W., RENNER, F., GISLER, C. & ZGRAGGEN, A. (Hrsg.) (2011): Geologie des Kantons Uri. – *Natf. Ges. Uri, Ber.* 24.
- WILDBERGER, A. & PREISWERK, C. (1997): Karst und Höhlen der Schweiz. – *Speleo Projects*, Basel.

GEOLOGISCHE KARTEN<sup>1)</sup>**Geologische Karte der Schweiz 1:500 000**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000**

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

**Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM) 1:500 000**

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

**Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000**

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

**Geologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Blatt VIII Aarau–Luzern–Zug–Zürich (2. Auflage), von A. AEPPLI, E. BAUMBERGER, E. BLÖSCH, A. BUXTORF, A. ERNI, R. FREI, ALB. HEIM, J. HUG, P. NIGGLI, F. MÜHLBERG, A. WETTSTEIN &amp; A. JEANNET, 1913.

Blatt IX Schwyz–Glarus–Appenzell–Sargans, von A. ESCHER VON DER LINTH, A. GUTZWILLER, C. MOESCH &amp; F. J. KAUFMANN, 1875.

Blatt XIII Interlaken–Sarnen–Stanz, von F. J. KAUFMANN, A. BALTZER &amp; C. MOESCH, 1887.

Blatt XIV Aldorf–Chur, von ALB. HEIM, A. ESCHER VON DER LINTH, G. THEOBALD, A. BALTZER &amp; K. V. FRITSCH, 1885.

**Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25 000**

Nr. 83 Schächental (LK 1192), von W. BRÜCKNER &amp; P. ZBINDEN, 1987.

Nr. 116 Rigi (LK 1151), mit Nordteil von Beckenried (LK 1171), von R. HANTKE, 2006.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 14 Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal), 1:25 000, von E. C. QUEREAU, 1893.

Nr. 29 Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette. Blatt 3: Rigihochfluh, 1:25 000, von A. BUXTORF, mit Beiträgen von E. BAUMBERGER, G. NIETHAMMER &amp; P. ARBENZ, 1913.

Nr. 41 Geologische Karte des Frohnalpstockes bei Brunnen, 1:50 000, von P. ARBENZ, 1905.

Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER &amp; ALB. HEIM, 1910.

Nr. 62 Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50 000, von W. STAUB, 1911.

Nr. 66 Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50 000, von E. BAUMBERGER, P. ARBENZ &amp; W. STAUB, 1916.

Nr. 84 Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50 000, von P. ARBENZ, mit Beiträgen von A. BUXTORF, A. TOBLER, G. NIETHAMMER, P. VAN DER PLOEG &amp; H. MORGENTHALER, 1918.

Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, 1942 (unveränd. Nachdr. 1984).

Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, 1:100 000, 7 map sheets, by O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J. W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID &amp; R. ZURBRIGGEN, 2011. Explanatory notes by O. A. PFIFFNER.

<sup>1)</sup>Das dazu gehörende Übersichtskärtchen befindet sich in der oberen linken Ecke der Karte.

**Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000**

Bl.3 Panixerpass, von H. JÄCKLI, A. BÖGLI, T. LOCHER, W. NABHOLZ, C. SCHINDLER, E. WEBER & L. WYSSLING, 1985.

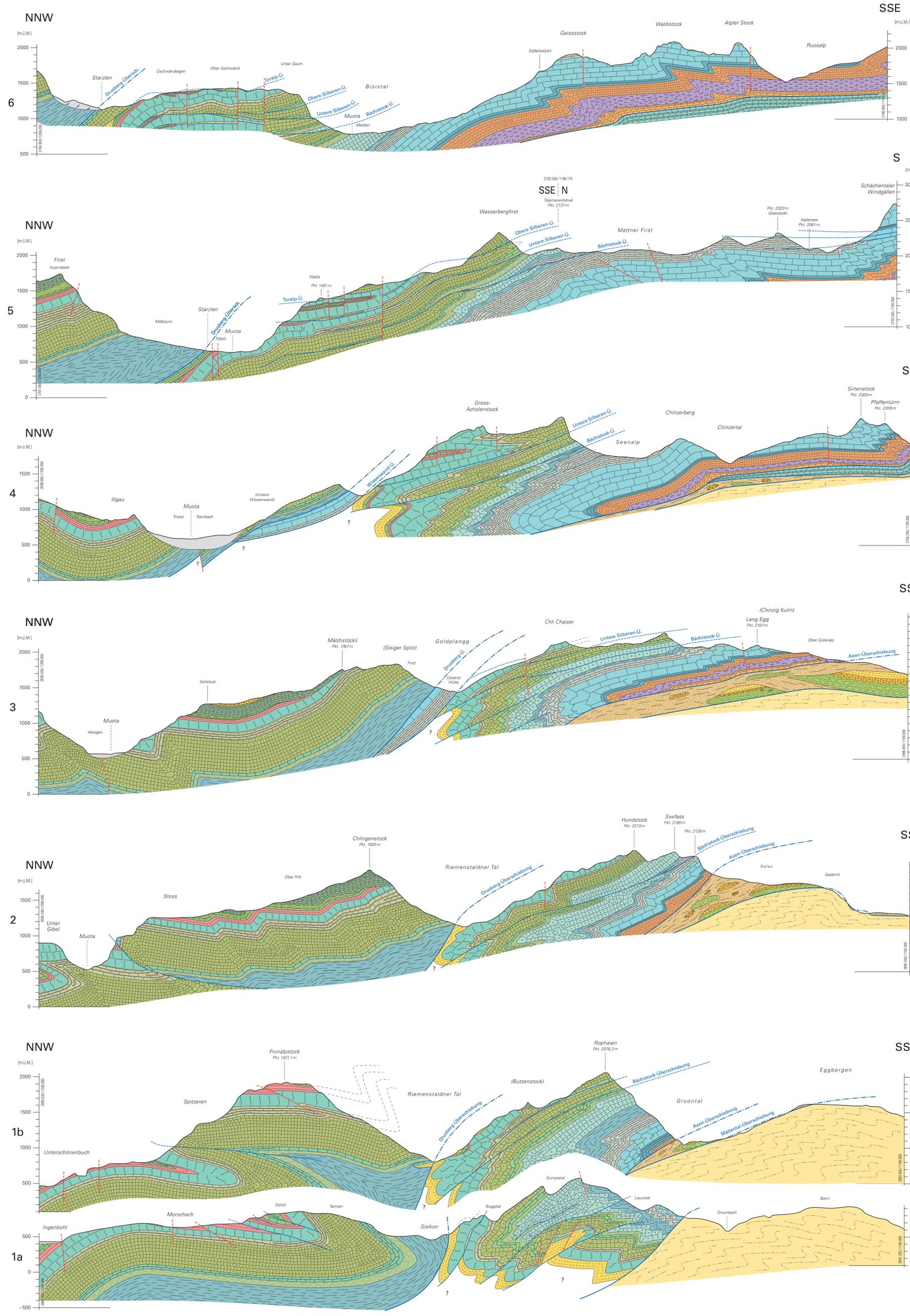
**Weitere publizierte geologische Karten**

- HANTKE, R. (1961): Tektonische Karte der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal, 1:100 000. In: HANTKE, R.: Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1, 1–212.
- H1 HANTKE, R. (1992): Urwald-Reservat Bödmeren. Geologische Karte, 1:2000. – Eidg. Anstalt forst. Versuchswesen, Birmensdorf.
- H2 HANTKE, R. (2001): Geologische Karte zwischen Roggenstöckli und Tor, 1:12 500. In: SIDLER, C.: Urwaldreservat Bödmeren. 2. Spätglaziale und holozäne Vegetationsgeschichte des Bödmerenwaldes, Gemeinde Muotathal/SZ (Pollenanalyse) (S. 53). – Ber. schwyz. natf. Ges. 13.
- H3 HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50 000 (2 Blätter). – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- Hw HAUSWIRTH, W. (1913): Geologische Karte der Gebirge südlich von Muotatal (Kt. Schwyz), 1:50 000. In: HAUSWIRTH, W.: Geologie der Gebirge südlich von Muotatal. Kaiserstock und Wasserberg (Taf. 1, S. 642–643). – Eclogae geol. Helv. 12/4.



BEILAGE

Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Muotathal



**Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Muotathal**  
von Y. Gouffon, O.A. Pfiffner und R. Hantke

