

# 1134 Walensee

## Erläuterungen

HANSPETER FUNK, O. ADRIAN PFIFFNER, PIUS BISSIG  
und OLIVER KEMPF

Geologischer Atlas der Schweiz



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

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

2020

106

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

1:25 000

# 1134 Walensee

Erläuterungen

15 Textfiguren und 1 Tafelbeilage

verfasst von

HANSPETER FUNK, O. ADRIAN PFIFFNER, PIUS BISSIG  
und OLIVER KEMPF

2020



Schweizerische Eidgenossenschaft  
Confédération suisse  
Confederazione Svizzera  
Confederaziun svizra

**Bundesamt für Landestopografie swisstopo**

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

#### *Karte*

HERB, R. & FRANKS-DOLLFUS, S. (2003): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 106.

#### *Erläuterungen*

FUNK, H., PFIFFNER, O. A., BISSIG, P. & KEMPF, O. (2020): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 106.

### **Titelbilder**

#### *Umschlag*

Kalkkonolith, Aufnahme eines Werksteins aus der Burgruine Wildenburg bei Wildhaus. Der hellgrau anwitternde massige onkolithische Kalk stammt aus den obersten Metern der Öhrli-Formation im Thurtal zwischen Stein SG und Starkenbach. Foto O. Kempf, 2015.

#### *Erläuterungen*

Helvetischer Kieselkalk am Alvier, Blick gegen Westen. Der deutlich gebankte, meist dunkelgrau anwitternde Kieselkalk bildet die Steilwände im oberen Wandteil der Churfürsten-Alvier-Kette. Foto O. Kempf, 2015.

### **Herausgeber**

© 2020, 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.

ISSN 1420-2913  
ISBN 978-3-302-40114-0

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort .....	5
Zusammenfassung .....	6
Résumé .....	7
Riassunto .....	8
Summary .....	9
Einführung .....	11
Stratigraphie .....	14
Abgeschertes Nordalpines Vorland .....	14
Subalpine Molasse .....	14
Helvetikum .....	19
Unterhelvetikum .....	19
Subalpine Flysch-Zone .....	19
Chapfenberg-Schuppe .....	20
Oberhelvetikum .....	22
Glarner Deckenkomplex .....	22
Glarner Decke .....	22
Mürtchen-Decke .....	26
Gonzen-Walenstadt-Schuppen .....	34
Säntis-Decke .....	35
Ultrahelvetikum .....	42
Wildhaus-Melange .....	42
Leist- und Wildhaus-Schuppen .....	43
Fliegenspitz-Schuppe .....	43
Penninikum .....	46
Unterpenninikum .....	46
Üntschen-Decke .....	46
Nordpenninischer Flysch .....	46
Quartär .....	48
Pleistozän .....	49
Holozän .....	59
Tektonik .....	68
Internstruktur der tektonischen Einheiten .....	69
Abgeschertes Nordalpines Vorland .....	69
Helvetikum .....	70
Unterhelvetikum .....	70
Oberhelvetikum .....	71
Ultrahelvetikum .....	75
Penninikum .....	75
Unterpenninikum .....	75
Tektonische Entwicklung .....	76
Deformationsphasen .....	76
Metamorphose .....	79
Hydrogeologie .....	82
Grundwasserverhältnisse in den Talalluvionen .....	82

Grundwasser und Quellen nördlich des Walensees. ....	83
Grundwasser und Quellen südlich des Walensees. ....	86
Literaturverzeichnis. ....	87
Geologische Karten. ....	95

## VORWORT

Im Jahr 1960 stellte Prof. Dr. René Herb an die damalige Schweizerische Geologische Kommission das Gesuch, das Gebiet des Atlasblatts Walensee als externer Mitarbeiter neu kartieren zu dürfen. Diesem Gesuch wurde im März 1961 stattgegeben, so dass R. Herb im selben Jahr mit den ersten Kartierarbeiten beginnen konnte. Mit Unterbrüchen dauerten die Feldaufnahmen von 1961–1990. Der weit-aus grösste Teil des Kartengebiets wurde durch R. Herb selbst kartiert, das Gebiet südöstlich des Walensees und die Gonzen-Walenstadt-Schuppen 1986–1988 von Dr. Sibylle Franks-Dollfus. Bei ihren Feldarbeiten konnten sich beide Autoren zudem auf die Kartierarbeiten von Dr. Konrad Habicht, Peter Allenbach, Dr. Walter H. Ryf und Dr. Theo A. Kempf abstützen. Nach dem Tod von R. Herb gelangten seine Originalkartierungen zur Landesgeologie, die seine sehr detaillierte Karte trotz des Fehlens eines Erläuterungstexts 2003 publizierte.

Für die Erstellung der Erläuterungen konnten durch die Landesgeologie verschiedene Spezialisten für folgende Kapitel gewonnen werden: Dr. Hanspeter Funk (Baden) für die Einführung und das Kapitel Stratigraphie, Dr. Oliver Kempf (swisstopo, Wabern) für den Molasseteil des Kapitels Stratigraphie, Pius Bissig (Dr. Bernasconi AG, Sargans) für die Kapitel Quartär und Hydrogeologie sowie Prof. em. Adrian Pfiffner (Universität Bern) für das Kapitel Tektonik.

Eine ausführliche wissenschaftliche Begutachtung der Erläuterungen seitens der Schweizerischen Geologischen Kommission (SGK) erfolgte durch ihren Präsidenten Prof. em. Neil Mancktelow (ETH Zürich) und Pierre Gander (Jäckli Geologie AG, Zürich) sowie, als externer Gutachter, Prof. Marco Herwegh (Universität Bern).

Die redaktionelle Bearbeitung der Karte erfolgte durch Dr. Daniel Kälin, diejenige der Erläuterungen durch O. Kempf und D. Kälin (beide swisstopo). Für die Übersetzungen der Zusammenfassung ins Französische, Italienische und Englische waren Dr. Alain Morard und Dr. Yves Gouffon, Dr. Thomas Galfetti sowie O. Kempf (alle swisstopo) besorgt.

Seit der Publikation der Karte 2003 haben sich zahlreiche Veränderungen in der stratigraphischen und tektonischen Nomenklatur ergeben, denen in diesen Erläuterungen Rechnung getragen wird. So werden alle stratigraphischen und tektonischen Begriffe gemäss ihrer ursprünglichen Darstellung in der Kartenlegende in Klammern aufgeführt, jedoch zugleich mit ihrer neueren Schreibweise bezeichnet. Koordinatenangaben im Text sind im alten Referenzsystem (LV03) gehalten, um sie mit der geologischen Karte kompatibel zu halten.

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

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet von Atlasblatt Walensee liegt am nördlichen Alpenrand in der Ostschweiz und umfasst Teile des Abgesicherten Nordalpinen Vorlands, des Unter-, Ober- und Ultrahelvetikums sowie des Unterpenninikums. Das im Nordwesten gelegene Abgesicherte Nordalpine Vorland bildet strukturell die tiefste Einheit und setzt sich aus der Schorhüttenberg- und Speer-Stockberg-Schuppe der Subalpinen Molasse zusammen. Sie bestehen an ihrer Basis aus Horw-Sandstein der Unteren Meeresmolasse, gefolgt von Nagelfluh, Sandstein und Mergel (Speer- und Ebnater Schichten) der Unteren Süsswassermolasse (Rupélien-Chatien).

Das Unterhelvetikum folgt unmittelbar über den Schuppen der Subalpinen Molasse und beinhaltet die Subalpine Flysch-Zone. Sie besteht aus spätkretazisch-paläogenen Sedimenten des helvetischen Ablagerungsraums sowie «Wildflysch» mit Linsen von nordpenninischem Leimern-Kalk. Das darüberliegende Oberhelvetikum ist im Kartengebiet am umfangreichsten vertreten und enthält Teile des Glarner Deckenkomplexes, der sich im Kartengebiet problemlos in die Glarner Decke, die Mürtschen-Decke und die Gonzen-Walenstadt-Schuppen gliedern lässt. Zuoberst liegt die Säntis-Decke. Die nord- bis mittelhelvetische Schichtreihe ist im Glarner Deckenkomplex ziemlich vollständig vertreten und reicht vom Perm (Verrucano) über Trias, Jura und Kreide bis ins Paläogen. Im Gegensatz dazu besteht die Säntis-Decke im Kartengebiet lediglich aus Sedimenten der Kreide des südhelvetischen Ablagerungsraums. Das Ultrahelvetikum ist durch das Wildhaus-Melange belegt, bestehend aus den Fliegenspitz-, Wildhaus- und Leist-Schuppen, und ist von spätkretazischen und paläogenen Sedimenten inkl. südhelvetischem Flysch und «Wildflysch» aufgebaut. Das Wildhaus-Melange liegt über der Säntis-Decke und wird seinerseits von nordpenninischen Sedimenten der Späten Kreide, die der Üntsch-Decke zugerechnet werden, überlagert; gemeinsam bilden sie isolierte Klippen.

Die Sedimente des Quartärs bestehen hauptsächlich aus Lokalmoräne und Moräne des letzteiszeitlichen Bündner Gletschers (Rheingletscher). Daneben treten verbreitet Rutsch- und Sackungsmassen, oder Bergsturz-, Hang- und Blockschuttsedimente in Erscheinung. Speziell erwähnenswert sind Höhlensedimente des Frühen Pleistozäns (evtl. sogar des Pliozäns) aus der Ofenloch-Höhle sowie mittel- und spätpleistozäne Schieferkohlen bei Walenberg und Murg, die allerdings nur erbohrt wurden. Vorwiegend auf dem Rücken der Säntis-Decke treten zudem tiefgründige Verwitterungsböden auf, die möglicherweise bereits vor der Letzten Eiszeit entstanden. Hydrogeologisch interessant ist die Rinquelle, eine bedeutende Karstquelle südöstlich von Amden.

Vor allem die steil nach Süden zum Walensee abfallenden Wände der Churfirten prägen die Landschaft des Kartengebiets. An deren Fuss, nahe des Seefers, wurde westlich von Quinten in mehreren Steinbrüchen Helvetischer Kieselkalk als Hartstein abgebaut, bei Lochezen nordwestlich von Walenstadt hingegen

Kalk und Mergel für die Zementindustrie; der Abbau ist heute in beiden Arealen eingestellt.

## RÉSUMÉ

Le territoire de la feuille Walensee se situe au bord septentrional des Alpes, en Suisse orientale, et comprend des éléments de l'Avant-pays nordalpin décollé, de l'Helvétique inférieur et supérieur, de l'Ultraschelvétique et du Pennique inférieur. Au nord-ouest, l'Avant-pays nordalpin décollé est l'élément structural le plus profond, représenté par des écaillés de la Molasse Subalpine. Ces écaillés du Schorhüttenberg et du Speer-Stockberg se composent à leur base du Grès d'Horw (Molasse marine inférieure), surmonté de poudingues, grès et marnes des Couches du Speer et d'Ebnat (Molasse d'eau douce inférieure, Rupélien-Chatien).

L'Helvétique inférieur repose directement sur les écaillés de la Molasse Subalpine et comprend la zone du Flysch subalpin. Cette zone rassemble des sédiments déposés au Crétacé tardif à Paléogène dans le domaine paléogéographique helvétique, ainsi qu'un «wildflysch» à lentilles de Calcaire de Leimern d'origine plus interne. L'Helvétique supérieur sus-jacent est l'unité la plus étendue sur le territoire de la carte avec le complexe de nappes de Glaris – qui se subdivise ici en nappe de Glaris, nappe du Mürtchen et écaillés du Gonzen-Walenstadt – et la nappe du Säntis à son sommet. La série stratigraphique nord-helvétique à helvétique moyenne est assez complète dans le complexe de nappes de Glaris et englobe le Permien (Verrucano), le Trias, le Jurassique, le Crétacé et le Paléogène. Par contre, la nappe du Säntis est ici uniquement formée de sédiments crétacés d'origine sud-helvétique. L'Ultraschelvétique est représenté par le Mélange de Wildhaus, tectoniquement subdivisé en écaillés du Fliegenspitz, de Wildhaus et de Leist. Il est constitué de sédiments du Crétacé tardif à Paléogène, y compris de flysch sud-helvétique et de «wildflysch». Le Mélange de Wildhaus, chapeauté par des sédiments du Crétacé tardif attribués à la nappe pennique inférieure de l'Ütschen, forme des klippen isolées reposant sur la nappe du Säntis.

Les sédiments quaternaires se composent principalement de moraine locale et de moraine formée par le Glacier des Grisons (Glacier du Rhin) lors de la Dernière Période glaciaire, auxquelles s'ajoutent des masses glissées et tassées, des dépôts d'écroulement, des éboulis et des amas de blocs éboulés. Les sédiments de la grotte de l'Ofenloch, dont l'âge remonte au Pléistocène précoce (voire même au Pliocène), méritent d'être mentionnés, de même que les lignites de Walenberg et de Murg d'âge Pleistocène moyen et tardif, uniquement atteintes par forage. Des sols d'altération profonde, dont la formation a potentiellement déjà débuté avant la Dernière Période glaciaire, sont développés surtout sur le dos de la nappe du Säntis. L'importante source karstique du Rin au sud-est d'Amden est intéressante du point de vue hydrogéologique.

Le paysage est marqué principalement par la muraille des Churfristen plongeant abruptement vers le sud jusqu'au Walensee. À son pied, non loin des rives du lac à l'ouest de Quinten, le Kieselkalk helvétique était exploité dans plusieurs carrières comme roche dure, tandis qu'à Lochezen au nord-ouest de Walenstadt ce sont des calcaires et des marnes qui étaient extraits pour l'industrie du ciment. Ces deux sites ne sont aujourd'hui plus en activité.

## RIASSUNTO

Il territorio del foglio Walensee si situa sul margine settentrionale delle Alpi nella Svizzera orientale e comprende degli elementi dell'Avampaese nordalpino disgiunto, dell'Elvetico inferiore e superiore, dell'Ultraelvetico e del Pennidico inferiore. A sud-ovest, l'Avampaese nordalpino disgiunto rappresenta l'elemento strutturale più profondo ed è costituito dalle scaglie di Schorhüttenberg e di Speer-Stockberg della Molassa Subalpina. Queste scaglie sono composte, alla loro base, dall'Arenaria di Horw della Molassa marina inferiore e seguita da pudinghe, arenarie e marne (Strati di Speer e di Ebnet) della Molassa d'acqua dolce inferiore (Rupeliano-Chattiano).

L'Elvetico inferiore riposa direttamente sulle scaglie della Molassa Subalpina e comprende la zona del Flysch subalpino. Esso è costituito da sedimenti datati tra il tardo Cretaceo e il Paleocene del bacino di sedimentazione elvetico e da «wildflysch» a lenti di Calcarea di Leimern (Pennidico). L'Elvetico superiore sovrastante è l'unità più ampiamente rappresentata sul foglio con il complesso delle falde di Glarona – che si suddivide facilmente sul territorio cartografato tra la falda di Glarona, la falda di Mürtschen e le scaglie di Gonzen-Walenstadt – e la falda di Säntis alla sua sommità. La serie stratigrafica nord-elvetica a elvetica media è piuttosto completa nel complesso delle falde di Glarona e include il Permiano (Verrucano), il Triassico, il Giurassico, il Cretaceo e il Paleogene. Per contro, sul territorio cartografato, la falda del Säntis è unicamente formata da sedimenti cretacei d'origine sud-elvetica. L'Ultraelvetico è rappresentato dal mélange di Wildhaus, composto dalle scaglie di Fliegenspitz, di Wildhaus e di Leist. Esso è costituito da sedimenti del Cretaceo Tardo e del Paleogene nonché da flysch sud-elvetico e da «wildflysch». Il mélange di Wildhaus, sovrastato da sedimenti cretacei tardivi attribuiti alla falda pennidica inferiore di Üntschen, forma delle klippe isolate riposanti sulla falda del Säntis.

Il Quaternario è rappresentato da sedimenti morenici locali e da morene formate dal ghiacciaio Retico (ghiacciaio del Reno) durante l'Ultimo Periodo glaciale, ai quali si aggiungono delle masse sciolte e compattate, dei depositi di frana, e degli accumuli di blocchi caduti. Degni di essere menzionati sono i sedimenti della grotta di Ofenloch, la cui età risale al primo Pleistocene (ev. anche al Pliocene), così come le ligniti di Walenberg e di Murg datate al Pleistocene medio e

tardo, esse identificate unicamente tramite lavori di perforazione. Dei suoli profondamente alterati, potenzialmente sviluppatasi prima dell'Ultimo Periodo glaciale, sono presenti soprattutto sul dorso della falda del Säntis. Interessante dal punto di vista idrogeologico è l'importante sorgente karsica di Rin, localizzata a sud-est di Amden.

Il paesaggio è marcato principalmente dalla muraglia dei Churfürsten la quale sprofonda bruscamente verso sud fino al Walensee. Ai suoi piedi, non lontano dalle rive del lago a ovest di Quinten, la roccia dura del Kieselkalk elvetico era estratta in molteplici cave mentre a Lochezen al nord-ovest di Walenstadt erano dei calcari e marne che erano estratte per l'industria del cemento. L'attività estrattiva di questi siti è oggi sospesa.

## SUMMARY

The area of map sheet Walensee is situated at the northern Alpine front of Eastern Switzerland and includes parts of the Detached North-Alpine Foreland, the Lower and Upper Helvetic as well as the Ultrahelvetic, and the Lower Penninic. The Detached North-Alpine Foreland in the northwest forms structurally the lowermost tectonic unit and is composed of the Schorhüttenberg- and Speer-Stockberg thrust sheets of the Subalpine Molasse. They comprise of Horw Sandstone of the Lower Marine Molasse at the base and conglomerate, sandstone and marlstone (Speer and Ebnater beds) of the Lower Freshwater Molasse (Rupélien-Chatthien) above.

The Lower Helvetic follows directly above the thrust sheets of the Subalpine Molasse and includes the Subalpine Flysch Zone, which is composed of Late Cretaceous to Paleogene sediments of the Helvetic realm as well as "Wildflysch" with lenses of North-Penninic Leimern Limestone. The Upper Helvetic above dominates the map sheet area and includes part of the Glarus nappe complex, which can easily be subdivided here into the Glarus nappe, the Mürtchen nappe and the Gonzen-Walenstadt thrust sheets. The Säntis nappe on top forms the highest unit. In the Glarus nappe complex, this north- to middle-Helvetic sediment succession is most complete ranging from Permian Verrucano through Triassic, Jurassic and Cretaceous into the Paleogene. In contrast, the Säntis nappe is composed only of Cretaceous sediments of the south-Helvetic realm. The Ultrahelvetic comprises the Wildhaus Melange with the Fliegenspitz, Wildhaus, and Leist thrust sheets, and is built up of Late Cretaceous and Paleogene sediments including the south Helvetic flysch and the "Wildflysch". The Wildhaus Melange lies on top of the Säntis nappe and is itself covered by Late Cretaceous north-Penninic sediments of the Üntschen nappe. Both units form isolated tectonic klippen.

Quaternary sediments consist predominantly of till of local glaciers and the Rhaetian glacier (Rhine glacier) of the Last Glaciation. Landslide and block-glide

masses, rock avalanche, rockfall and scree deposits occur frequently. Worth mentioning are Early Pleistocene (ev. Pliocene) cave sediments of the Ofenloch Cave and Middle to Late Pleistocene coal deposits recovered in drill cores at Walenberg and Murg. Deeply weathered soils, which may have already formed before the Last Glaciation, occur on top of the Säntis nappe. Of particular hydrological interest is the Rinquelle, an important karst spring southeast of Amden.

The steep south-facing rock walls of the Churfirsten towards the Walensee shape the landscape of the map sheet area. At its footwalls close to the lakeshore, several quarries were excavated for siliceous limestone as hard rock material, west of Quinten, and for limestone and marlstone for the cement industry northwest of Walenstadt. Both sites are today abandoned.

## EINFÜHRUNG

Grosstektonisch kann das Gebiet von Atlasblatt Walensee in einen Anteil Molasse (Abgeschertes Nordalpines Vorland) im Nordwesten und die helvetischen Decken (Oberhelvetikum) eingeteilt werden, wobei letztere einen grossen Teil des Gebiets einnehmen. Kleinere Gebiete von Nordpenninischem Kreideflysch kommen in Deckenmulden vor. Dominierend ist die Kette der westlichen Churfirsten im Norden des Walensees, die aus den erosionsresistenten Kalkabfolgen der Säntis-Decke und des Glarner Deckenkomplexes aufgebaut ist. Mit Ausnahme einer kleinen Klippe von Säntis-Decke im Südwesten des Kartengebiets (am Höch Farlen) gehören alle Gebiete südlich des Sees zum Glarner Deckenkomplex.

Die stark durch Brüche strukturierten Kreide-Einheiten der Nordabdachung der Churfirsten gehen in die Mulde von Wildhaus (im Westen in die Mulde von Amden) über und tauchen nördlich der Thur in zwei Schuppen wieder auf. Dort bilden die Gesteine das Westende der Säntis-Kette. Während in der Säntis-Decke ausschliesslich kretazische Einheiten auftreten, finden sich in den Decken des Glarner Deckenkomplexes und in den Gonzen-Walenstadt-Schuppen auch ältere (Perm bis Jura) und jüngere (Paläogen) Gesteinsschichten.

Morphologisch dominiert das asymmetrische Längstal des Walensees bzw. der Sees das Kartengebiet (Fig. 1, 2). Ganz im Nordwesten bilden die mächtigen Nagelfluhbänke der Subalpinen Molasse markante Geländerippen. Der scharfe Grat des südlich anschliessenden Mattstocks (aktuelle LK: Mattstogg) und der steile Südabfall der Churfirstenkette gegen den Walensee werden vor allem durch die wandbildenden Abfolgen des Helvetischen Kieselkalks und der Schrattenskalk-Formation der Säntis-Decke geprägt. Weniger stark ausgeprägte Geländeformen bilden dagegen die ultrahelvetischen Schuppen und Decken zwischen Mattstock und Churfirsten sowie die helvetischen Abfolgen (Glarner Deckenkomplex) südlich des Walensees.

Die imposante Kulisse der Churfirsten hat schon früh die Geologen zur Erforschung angelockt. Vor allem das grossartige mehrbändige Werk von Arnold Heim (HEIM 1910a, b, 1913, 1916, 1917) mit vielen, auch heute noch gültigen, hervorragenden Zeichnungen und Fotografien bildet einen Grundstein, auf dem viele weitere Forscher bis heute aufbauen können. Die tektonische Gliederung wurde schon damals im Grossen und Ganzen korrekt erkannt und auch in der Nomenklatur der Einheiten sind nur wenige Anpassungen durch neue Erkenntnisse notwendig geworden. Die Pionierarbeiten von Arnold Heim, Jakob Oberholzer und Ernst Baumberger können in diesem Zusammenhang nicht genügend gewürdigt werden (BAUMBERGER & HEIM 1907, HEIM 1907–1917, OBERHOLZER 1933, 1942).

Ganz besonders hat das Atlasblatt natürlich von den Arbeiten von René Herb und Sybille Dollfus (HERB 1962, DOLLFUS 1965) profitiert, die sich der Kartierung

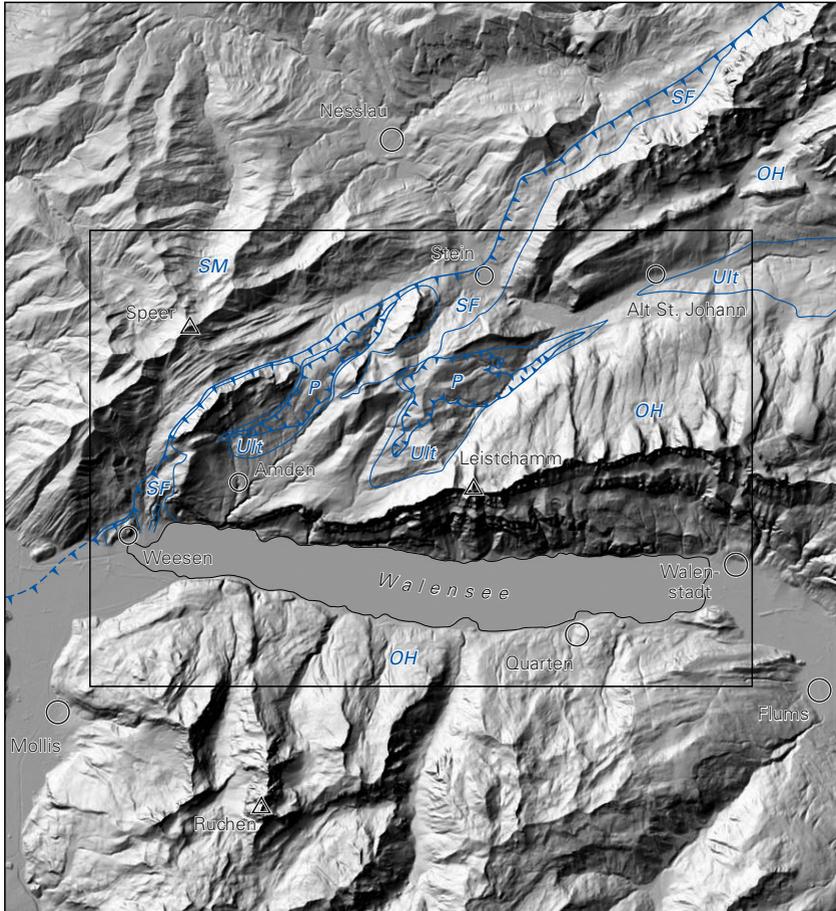


Fig. 1: Digitales Terrainmodell (swissALTI<sup>3D</sup>) des Gebiets von Blatt Walensee und Umgebung. Blau dargestellt sind die Grenzen der tektonischen Grosseinheiten: Das Abgeschnittene Nordalpine Vorland mit der Subalpinen Molasse [SM], das Helvetikum mit der Subalpinen Flysch-Zone [SF] des Unterhelvetikums, den helvetischen Decken des Oberhelvetikums [OH] darüber und den Schuppen des Ultrahelvetikums [Ult] zuoberst. Reste der darüberliegenden nordpenninischen Ütschen-Decke [P] sind als Klippen erhalten.



Fig. 2: Blick vom Alvier-Gipfel (Koord. 749.980/219.530) gegen Westen über den Walensee, der fjordähnlich den Talgrund ausfüllt. Die steilen Talflanken der Churfirsten (Helvetischer Kieselkalk und Schrattekalk-Formation der Säntis-Decke) im Norden und die vergleichsweise weiche Topographie (Verrucano des Glarner Deckenkomplexes) im Süden prägen das Kartengebiet.  
Foto O. Kempf, 2015.

des gesamten Atlasblatts auch nach ihren Dissertationsarbeiten gewidmet haben. Die Angaben zur Molasse gehen vor allem auf die Arbeit von Konrad Habicht (HABICHT 1945) zurück.

# STRATIGRAPHIE

## Vorbemerkung

Im Zusammenhang mit der Harmonisierung der Datensätze des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25000 durch die Landesgeologie (2011–2017) für eine schweizweit einheitliche Darstellung wurde auch die tektonische und lithostratigraphische Nomenklatur überarbeitet. Im vorliegenden Text werden die aktuellen Namen der Kartiereinheiten den auf der Karte verwendeten gegenübergestellt. Neue tektonische Bezeichnungen betreffen für das Atlasblatt Walensee die Sedimente des Molassebeckens, die neu Teil des *Abgescherten Nordalpinen Vorlands* sind. Sie bilden lediglich die känozoische Bedeckung ihres abgescherten mesozoischen Substrats, das weiter im Nordwesten den Faltenjura aufbaut. Im Helvetikum werden die klassischen helvetischen Decken neu dem *Oberhelvetikum* zugeordnet. Die bisher im Infrahelvetikum (z.B. PFIFFNER 1978) zusammengefassten Einheiten werden neu als *Unterhelvetikum* bezeichnet. Weitere Änderungen werden an den entsprechenden Stellen im Text diskutiert. Im Folgenden ist daher bei geänderten tektonischen oder stratigraphischen Bezeichnungen immer zuerst die aktuell gültige Bezeichnung aufgeführt, dahinter folgt in eckigen Klammern diejenige der Kartenlegende. Die Landesgeologie plant, diese tektonische Neugliederung im Zusammenhang mit der Publikation einer neuen GK 500 ausführlich zu dokumentieren. Für die aktuelle stratigraphische Nomenklatur sei auf das lithostratigraphische Lexikon der Schweiz ([www.strati.ch](http://www.strati.ch)) verwiesen.

## ABGESCHERTES NORDALPINES VORLAND

### SUBALPINE MOLASSE

Im Kartengebiet finden sich Gesteine der oligozänen Unteren Meeresmolasse (UMM, Rupélien) und Unteren Süsswassermolasse (USM, Rupélien–Chattien). Jüngere Abfolgen folgen in den unterlagernden Schuppen der nördlich angrenzenden Gebiete der Atlasblätter 141 Nesslau (ZAUGG et al. 2011) und 142 Ricken (LÖPFE et al. 2012). Die Verbreitung der Gesteinseinheiten der Molasse beschränkt sich auf den Nordwestteil des Kartengebiets, wo sie Teil der Subalpinen Molasse sind und in zwei Schuppen zutage treten. Während ein sehr kleiner nördlicher Teil der Molassegesteine zur Schorhüttenberg-Schuppe gerechnet wird, zählt der grössere Teil zur südlich anschliessenden Speer-Stockberg-Schuppe (HABICHT 1945). Die Gipfel dieses Teils der Subalpinen Molasse bilden schweizweit die höchsten

Erhebungen in der gesamten Molasse (Federispitz 1865 m, Speer 1950 m). Im Süden überlagert ein schmaler Streifen von Gesteinen der Subalpinen Flysch-Zone [Subalpinen «Randflysch-Zone»] die Subalpine Molasse.

### *Untere Meeresmolasse (UMM)*

#### **0<sub>2</sub> Horw-Sandstein [Horwer Platten]**

Im Kartengebiet existieren zwei Aufschlüsse von Horw-Sandstein am äussersten Nordwestrand des Kartengebiets, die im Bereich einer grösseren Rutsch- bzw. Sackungsmasse liegen. Gesteine des Liegenden (Grisigen-Mergel) sind im Kartengebiet nicht aufgeschlossen. Der etwa 5 m (lokal über 10 m) mächtige Horw-Sandstein bildet den Abschluss der marin-brackischen Sedimentation der UMM und besteht zumeist aus feinkörnigem, unten dick-, oben dünnbankigem glimmerreichem Sandstein, in dem gelegentlich brackische Muschelschalen (Cyrenen, Cardien) sowie inkohlte Holz- und Pflanzenreste gefunden werden können (HABICHT 1945, FREI 1979). Die Abfolge ist häufig flachwinklig schräggeschichtet und wird als regressive Strandsequenz interpretiert (DIEM 1986, SCHLUNEGGER et al. 1996).

Entlang der Thur und im Steinbachtal im Gebiet des Atlasblatts Nesslau konnten KEMPF et al. (1999) mit Hilfe paläomagnetischer Messungen anhand magnetischer Polaritätswechsel das Alter der Sedimentabfolgen der beiden Molasse-schuppen von UMM bis USM ermitteln: 32–26 Ma. Damit umfasst die Sedimentation der Molasse im Kartengebiet den jüngeren Anteil des Rupéliens und älteren des Chattiens. Der Beginn der Speer-Stockberg-Schüttung der USM bzw. die Regression des UMM-Meeres erfolgte im Süden (Speer-Stockberg-Schuppe) nach ca. 32 Ma, im Norden (Schorhüttenberg-Schuppe) um ca. 31 Ma (Korrelationen gemäss OGG et al. 2008). Die Progradation mit der Zeit spiegelt das generelle nordwärtige Voranschreiten der alpinen Front während des Oligozäns wider (KEMPF et al. 1999).

### *Untere Süsswassermolasse (USM)*

#### **0<sub>3</sub> Speer-Schichten und Äquivalente der Ebnater Schichten**

HABICHT (1945) gliedert die Sedimentabfolge in der Subalpinen Molasse der Ostschweiz informell in verschiedene «Schichten», entsprechend ihrer lithologischen Zusammensetzung. Die im Kartengebiet aufgeschlossenen, jeweils gegen 1000 m mächtigen Speer- und Ebnater Schichten der Speer-Stockberg-Schuppe (HABICHT 1945) sind Teil der Speer-Stockberg-Schüttung der älteren, oligozänen USM-I (vgl. BERGER et al. 2010, ZAUGG & LÖPFE 2011).

Bei diesen alpenrandlich geschütteten grobklastischen Sedimenten handelt es sich häufig um amalgamierte Konglomeratbänke, die wandbildend in Erscheinung treten können (z.B. am Speer; Fig. 3). Daneben treten Kalksandsteinbänke

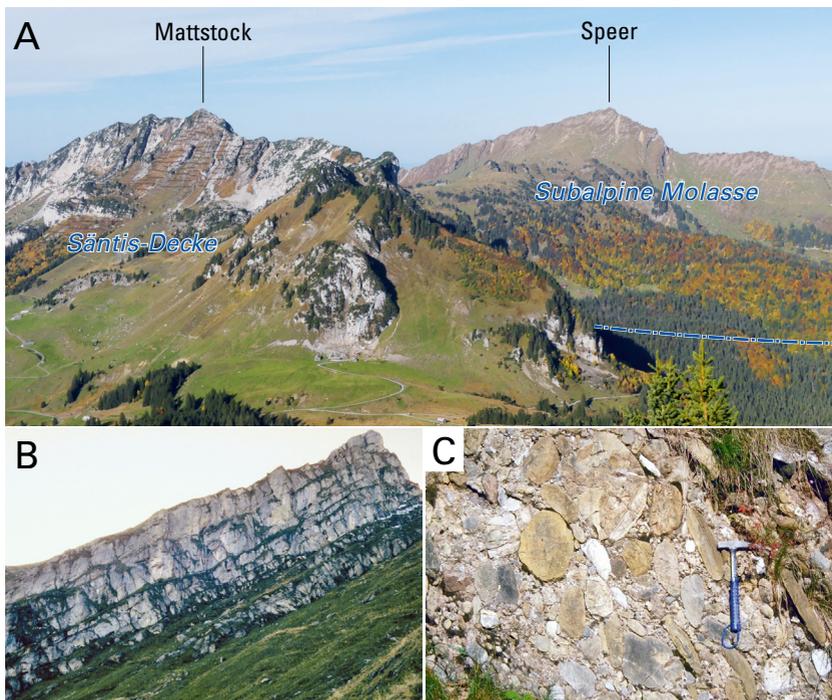


Fig. 3: Blick vom Gulme-Gipfel (Koord. 732.265/225.705) gegen W-WNW zu Mattstock (aktuelle LK: Mattstogg) und Speer im nordwestlichen Kartengebiet (A). Der Gipfelgrat des Speers (B, 728.000/227.600) ist aus mächtigen Nagelfluhbänken der Speer-Schichten (Subalpine Molasse) aufgebaut (C, 723.660/223.315) und wird im Süden von der Säntis-Decke (Mattstock) überlagert. Der Ausbiss dieser basalen Überschiebung zieht durch das bewaldete Tal und weiter gegen Westen zwischen den beiden Gipfeln hindurch. Fotos O. Kempf, 2019 (A), 1997 (B, C).

und Lagen von Mergel bzw. mergeligem Ton- und Siltstein in unterschiedlichen Anteilen auf. Eine Besonderheit bildet das Vorkommen von Kohle.

Die älteren Speer-Schichten mit ca. 25% Konglomeratanteil wurden in einem mittleren Schuttfächerbereich des Speer-Schuttfächers (HABICHT 1945, KEMPF 1998, KEMPF et al. 1999) abgelagert. Die jüngeren Ebnater Schichten mit einem Konglomeratanteil von >50% entstanden in dessen proximalem Teil («Alluvial Megafan», SCHLUNEGGER et al. 1996). Die Konglomeratlagen bildeten sich in verzweigten kiesdominierten Flusssystemen mit breiten flachen Rinnen zwischen un-

tiefen Kies- und Sandbarren. Die Sedimentschüttung aus Süden erfolgte zunächst radial ins Vorland, bevor der Sedimenttransport im weiteren Verlauf in nordöstliche Richtung parallel zur Beckenachse umschwenkte (KEMPF 1998, KUHLEMANN & KEMPF 2002).

Die Konglomeratgerölle entstammen praktisch ausschliesslich sedimentären Ausgangsgesteinen. Ihre Herkunft lässt sich aus Bereichen von penninischen und ostalpinen Decken ableiten, die während des Oligozäns den Alpenrand und den nördlichen Teil der Alpen im Hinterland des damaligen Schuttfächers aufbauten (HABICHT 1945, KEMPF et al. 1999). Vereinzelt kristalline Gerölle (Gneis, Granit) findet man selten im obersten Bereich der Sedimentabfolge der Speer-Stockberg-Schuppe. Sie deuten darauf hin, dass ungefähr zur Zeit der Oligozän/Miozän-Grenze erste kristalline Decken herausgehoben und erodiert wurden. Diese Abfolge der USM konnte mit Hilfe paläomagnetischer Untersuchungen auf ein Alter von rund 32–26 Ma datiert werden (s.o.).

#### *Polymikte Nagelfluh (Sulzbach-Nagelfluh)*

Die Verbreitung der Sulzbach-Nagelfluh beschränkt sich auf ein Vorkommen bei Sulzbach-Säge innerhalb einer kleinen Schuppe der Subalpinen Flysch-Zone bei Hagegg; sie ist somit nicht Teil der Speer-Stockberg-Schuppe. RENZ (1937a, b) konnte die Sulzbach-Nagelfluh über 1,2 km verfolgen und rechnete sie aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung der Gäbris-Schüttung (Aquitaniens) zu. HABICHT (1945, S. 125 ff.) beschreibt für die Sulzbach-Nagelfluh mehrere ca. 3 m mächtige Konglomeratbänke, deren Gerölle z.T. schlecht gerundet und sehr grob sind (bis max. 90 cm); ihr sandiges Bindemittel ist auffallend grün (Chlorit). Die Geröllzusammensetzung ist von Flyschgeröllen dominiert (70–80%), daneben treten vor allem Kristallingerölle auf (20–30%). Die Zusammensetzung ähnelt den «Riesenkonglomeraten» im Süden des Kronbergs und kann als lokal, vom unmittelbaren Alpenrand geschüttet, interpretiert werden (HABICHT 1945, KEMPF et al. 1999).

#### *Kalknagelfluh*

Kalknagelfluh bzw. Kalkkonglomerat (Ebnater Schichten, HABICHT 1945) bildet die dominierende Lithologie der Subalpinen Molasse im Kartengebiet. Sie baut den proximalen Teil des Speer-Schuttfächers auf. Amalgamierte Rinnenfüllungen können bis zu 15 m mächtig Bänke bilden und Gerölle mit Durchmesser von über 30 cm enthalten (Fig. 3B, C). Das häufig massige Konglomerat enthält ein rötlich-graues sandiges Bindemittel, ist kalkig zementiert und meist sehr hart. Einzelne oder amalgamierte Bänke enthalten vielfach sandige Lagen oder Linsen und sind häufig durch dünne Mergellagen getrennt. Basisflächen sind in der Regel erosiv und sehr scharf ausgebildet. Häufig erkennt man Belastungs- oder Schleifmarken, die Hinweis auf die Transportrichtung geben. Sedimentstrukturen, vor allem Schrägschichtung und Geröllimbrikation, sind immer wieder zu erkennen.

### *Kalksandstein*

Grössere Vorkommen von Kalksandstein (Speer-Schichten, HABICHT 1945) treten verbreitet in der Schorhüttenberg-Schuppe und im tieferen Teil der Speer-Stockberg-Schuppe auf. Sie weisen auf einen etwas distaleren Schuttfächerbereich mit einem deutlich geringeren Konglomeratanteil hin. Der Sandstein ist fein- bis grobkörnig, stellenweise auch Gerölle führend und meist in Form individueller Bänke vorhanden, deren Basis in der Regel erosiv ausgebildet ist. Ihre Bildung erfolgte durch Sedimenttransport in engeren und tieferen Rinnen. Planare und trogförmige Schrägschichtung ist häufig zu beobachten, daneben Parallellamination und Rippelschichtung.

### *Mergel*

Mergel bzw. mergeliger Silt- und Tonstein tritt im Kartengebiet nur sehr untergeordnet auf; grössere Aufschlüsse findet man am Brändliberg (bei Koord. 725.900/223.300). In die gelbbraungrau, grünlich oder violett gefleckten Abfolgen, die gelegentlich Wurzelspuren und feine Karbonatkonkretionen (Caliche) enthalten, sind häufig Kalksandsteinbänke eingeschaltet.

### *Kohleflöz*

In einem Aufschluss am Wengibach (bei Koord. 725.520/228.650) ist ein geringmächtiges (wenige mm bis cm) Kohleflöz aufgeschlossen. Im selben stratigraphischen Niveau finden sich in blaugrauem bis hellbraunem siltig-tonigem Mergel Fossilien (Gastropoden und Kleinsäuger). Die Fundstelle liegt ca. 350–450 m über dem Dach der UMM; sie lieferte eine diverse Kleinsäugerfauna mit Insektenfressern (*Insectivora* indet.), Theridomorphen (*Taeniodus* sp., *Blainvillimys* sp., *?Protechimys* sp., *Issiodoromys minor*), des weiteren diverse Mäuseartige wie Wühler (*Cricetiden*, darunter *Paracricetodon* sp.) und Schläfer (Gliriden), sowie *Eomys minor* und *Palaeosciurus* sp. Diese Vergesellschaftung deutet auf ein MP24-Alter, was dem spätesten Rupélien (ca. 29 Ma) entspricht (D. Kälin, schriftl. Mitt. 2019).

### *Molasse unter geringmächtiger Quartärbedeckung*

Stellenweise sind Molasseschichten unter geringmächtigen quartären Sedimenten zu erahnen. In diesen Fällen ist die Molasse in der Karte mit der gestreiften Übersignatur dargestellt. Bei den quartären Sedimenten handelt es sich zu meist um nicht näher unterschiedenen Hangschutt oder Moräne.

## HELVETIKUM

Das Helvetikum gliedert sich neu, von unten nach oben, in das Unterhelvetikum, Oberhelvetikum und Ultrahelvetikum.

### UNTERHELVETIKUM

#### SUBALPINE FLYSCH-ZONE

[SUBALPINE «RANDFLYSCH-ZONE»]

#### Kreide

##### c<sub>9</sub> Seewen-Formation [Seewer Kalk]

Der mikritische Kalk der Seewen-Formation (BOLLI 1944) tritt nur in wenigen Aufschlüssen, vor allem westlich der Überschiebung der Säntis-Decke, im Bereich des Thurtals auf. Infolge dieser Lage ist die Seewen-Formation oft stark tektonisiert und nur noch am porzellanartigen Bruch zu erkennen. Für eine detailliertere Beschreibung des Gesteins siehe S.33. Zeitlich wird die Seewen-Formation ins Cénomaniens bis Turonien gestellt.

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

Aufschlüsse der Amden-Formation finden sich in dieser tektonischen Einheit vor allem im Gebiet Brand nördlich von Fli (Weesen). Oft ist der graubraune Mergel kaum vom lithologisch sehr ähnlichen Mergel der Stad-Formation zu unterscheiden. Die Unterscheidung ist HERB (1962) vor allem anhand der planktonischen Foraminiferen gelungen. Die Amden-Formation hat Santonien- bis Campanien-Alter und entstand in tieferem, ruhigem Wasser mit wenig detritischem Einfluss.

#### Paläogen [Tertiär]

##### e<sub>3</sub> Euthal-Formation [Einsiedeln-Formation]

Die Basis dieser paläogenen Abfolge bildet heller, spätmiozäner, nummulitenreicher Kalk früheozänen Alters (LEUPOLD 1937) des Einsiedeln-Members der Euthal-Formation (nach MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Die vollständige stratigraphische Abfolge der Formation ist nirgends aufgeschlossen. Die besten Aufschlüsse finden sich nördlich von Faren (etwa bei Koord. 726.300/223.150). Hier handelt es sich um einen Flachwasserkalk.

**e<sub>4</sub>      Bürgen-Formation****e<sub>4u</sub>      Scharti-Member [Bürgen-Grünsand]**

Die Bürgen-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997) ist hier in verschiedenen kleinen Aufschlüssen sowohl nördlich von Weesen als auch nördlich des Thurtals aufgeschlossen (HERB & HOTTINGER 1965; s.a. Fig. 7). Es handelt sich um glaukonitischen Kalk mit *Nummulites gallensis* sowie um Bänke von glaukonitischem Sand- und Kalksandstein, der Assilinen enthält (HERB 1962, S. 50ff; «Bürgen-Grünsand» bzw. Scharti-Member e<sub>4u</sub>). Am besten sind sie im Gebiet von Brand zu beobachten (bei Koord. 726.900/223.400). Vollständige Profile kommen nicht vor. Auch diese Sedimente wurden in flachem Wasser gebildet.

**e<sub>4-5</sub>      Stad-Formation [Stad-Mergel]**

Der Stad-Mergel («Globigerinenmergel», KAUFMANN 1886) unterscheidet sich oft nur durch die darin enthaltenen Globigerinen vom farblich recht ähnlichen Amden-Mergel. Insbesondere in rutschgefährdeten Hängen und in Bachrunsen ist Stad-Mergel im ganzen Gebiet der Subalpinen Flysch-Zone zu finden. Die Ablagerungstiefe war bedeutend grösser als jene der älteren Paläogen-Einheiten. Das Alter des Stad-Mergels variiert stark in den einzelnen tektonischen Schuppen, da dieser Faziesbereich sich im Lauf der Zeit gegen Nordwesten verschoben hat und somit diachron ist. Er gehört z.T. dem Lutétien an, während andere Abschnitte ins Bartonien oder ins Priabonien gestellt werden (HERB 1962, MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

**f<sub>w</sub>      «Wildflysch» mit Linsen von Leimern-Kalk**

«Wildflysch» tritt in der Subalpinen Flysch-Zone nur östlich des Stock bei Elmen in einer Bachrunse auf. In stark geschiefertem, schwärzlichem siltigem Tonstein liegen Schmitzen von hellem Kalk (Leimern-Kalk, c<sub>1</sub>). Zur Bedeutung des Begriffs «Wildflysch» siehe S. 45.

CHAPFENBERG-SCHUPPE  
[NORDHELVETISCHE ELEMENTE DES CHAPFENBERGES]

**Jura**

**i<sub>6-8</sub>      Quinten-Formation**

Die Quinten-Formation (A. Escher in BACHMANN 1863, MOHR 1992) ist hier stark tektonisch gestört. Es handelt sich meist um feinkörnigen Kalk («Quintner Kalk»), dunkelgrau im Bruch, der lokal Kieselknollen führt. Die Quinten-Formation kommt nur im westlichen Teil vor (Gebiet von Gmähl) und ist von den übr-

gen Einheiten tektonisch getrennt (Einfallen der Schichten nach Südosten). Der Kalk entstand aus feinstem Kalkschlamm, der unterhalb der Wellenbasis zur Ablagerung gelangte. Für die hier vorliegenden Anteile der Quinten-Formation wird aufgrund des Auftretens von Kieselknollen ein Tithonien-Alter vermutet (nach MOHR 1992).

### **i<sub>8</sub>**      *Tros-Kalk*

Der Tros-Kalk, die oberste Einheit in der Quinten-Formation im nordhelvetischen Faziesraum (A. Escher in STUDER 1872, MOHR 1992), bildet die markanten Felszähne des Chapfenbergs (heute Kapfenberg) westlich von Weesen. Es handelt sich um einen hellgrauen, Korallenreste führenden Kalk, der in einem sehr un tiefen Meer gebildet wurde. Er fällt hier nach Süden ein und ist allseitig tektonisch begrenzt; eine Mächtigkeit ist daher nicht auszumachen. Der Tros-Kalk wird ins späte Tithonien bis frühe Berriasien gestellt (MOHR & FUNK 1995).

## **Kreide**

### **c<sub>9</sub>**      **Seewen-Formation [Seewer Kalk]**

Tektonisch unter dem Tros-Kalk liegend und nordöstlich an ihn angrenzend, findet sich eine Linse von stark deformiertem «Seewer Kalk» (STUDER 1839, BOLLI 1944). Der hellgraue Kalk ist porzellanartig mikritisch und enthält planktonische Kleinforaminiferen, die ihm ein Alter von spätem Cénomani bis Coniacien zuweisen. Die Ablagerung erfolgte in einem ruhigen, landfernen Becken.

## **Paläogen [Tertiär]**

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

Die Bürgen-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997) ist vermutlich in stratigraphischem Kontakt mit dem Kalk der Seewen-Formation, wodurch eine grössere zeitliche Ablagerungslücke dokumentiert ist. Die Einheit besteht aus dunklem glaukonitreichem Kalk und Sandstein mit vielen Grossforaminiferen (Assilinen). Die Sedimentation erfolgte in einem un tiefen, küstennahen Gebiet des Meeres während des mittleren Eozäns (Lutétien).

### *Nordhelvetische Flysch-Gruppe [Nordhelvetischer Flysch]*

### **e<sub>6T</sub>**      **Taveyannaz-Formation [Taveyannaz-Sandstein]**

Der Taveyannaz-Sandstein (STUDER 1834), eine harte, meist leicht grünliche Grauwacke, schliesst direkt an die Bürgen-Formation an. Die grünlich-grauen 1,5–2 m mächtigen Sandsteinbänke enthalten mehrheitlich detritische Elemente von

basaltischem und andesitischem Vulkanismus (HERB 1962). Quarz und Kalifeldspat können ganz fehlen oder treten nur sehr untergeordnet (wenige Prozent) auf. Fossilien sind im Taveyannaz-Sandstein hier nicht nachgewiesen, für das Alter wird spätes Eozän angenommen; nach LU et al. (2018) dauerte die Sedimentation in der Ostschweiz bis ins früheste Oligozän an. Eine Aussage über die Ablagerungstiefe ist nicht möglich.

### **e<sub>6</sub>-o<sub>1</sub>      Dachschieferartige Tone und Sandsteine**

Geschieferter, siltig-sandiger Tonstein und dünne Sandsteinbänke bilden den jüngsten Teil der Abfolge im östlichen Teil der Chapfenberg-Schuppe. Auch diese Einheit gehört, wie der Sandstein der Taveyannaz-Formation, zur Nordhelvetischen Flysch-Gruppe (SIEGENTHALER 1974, MENKVELD-GFELLER et al. 2016). Altersmässig werden diese Gesteine mehrheitlich ins früheste Oligozän gestellt. Auch hier fehlen aber altersbestimmende Fossilien.

## **OBERHELVETIKUM**

Über den gesamten helvetischen Ablagerungsraum hinweg treten immer wieder und in verschiedenen Formationen bedeutende Fazies- und Mächtigkeitsänderungen in Erscheinung, die in Figur 4 zusammenfassend dargestellt sind (HEIM 1916, Fig. 155).

### **GLARNER DECKENKOMPLEX**

#### **GLARNER DECKE**

#### **Perm**

#### ***Verrucano-Gruppe***

### **p      Murgtal-Formation [Murgtal-Sernifit («Glarner Verrucano»)]**

Die Murgtal-Formation (Murgtal-Sernifit, FISCH 1961) besteht aus monotonen roten Fanglomerat- und Brekzienmassen (RYF 1964, 1965). Eingeschaltet sind gelegentlich linsenartige Lagen von Ton-, Silt- und Sandstein. Die Gesamtmächtigkeit kann lokal über 200m erreichen, ist aber sehr variabel und nimmt gegen Südosten, zum Beckeninneren hin, stark ab. Da es sich um grobe Schüttungen von einem Grabenrand handelt, werden die Komponenten gegen das Grabenzentrum feinkörniger. Auch gegen oben nimmt die Korngrösse generell ab. Als Gerölle treten vor allem Quarzporphyr und Quarzit auf, auch Spilit (Metabasalt) und Granit



sind relativ stark verbreitet. Schichtflutartiger Transport während kurzer Regenperioden liess die Fanglomerat-Schuttkegel anwachsen. Der Sernifit ist vor allem in der Umgebung des Murgtals zu finden.

Das permische Alter des Verrucanos konnte bislang nur indirekt anhand der hangenden Triassedimente und der karbonischen Pflanzen im Liegenden nachgewiesen werden. Leitende Fossilien wurden in diesen kontinentalen Ablagerungen nicht gefunden. LETSCH et al. (2015) datierten Zirkone aus Rhyolithen zweier vulkanischer Phasen und konnten U-Pb-Alter von ca. 285 Ma und 268 Ma (Frühes und Mittleres Perm) belegen; ihre Proben stammen aus dem Kärpfgebiet (285 Ma, Mären-Formation) und dem Gebiet des Spitzmeilen (268 Ma, Schönbühl-Formation).

### *Chartegg-Member [Chartegg-Tone]*

Im obersten Teil der Murgtal-Formation können feinkörnigere Sedimente abgetrennt werden. Tiefroter bis violetter sandig-siltiger schiefriger Tonstein mit nur gelegentlichen Einlagerungen von größerem Material bildet das Chartegg-Member («Chartegg-Schiefer»<sup>1</sup>, RYF 1964, 1965). Hier wird der «Chartegg-Schiefer» als distales feindetritisches Chartegg-Member der Murgtal-Formation (LÖPFE et al. 2018) aufgefasst (T. Ibele, pers. Mitt. 2019). Im Kartengebiet ist die Mächtigkeit gering, nimmt aber gegen Süden und Osten (Trogzentrum) bis auf über 100 m zu (RYF 1965). Das Chartegg-Member stellt die troginternere Fazies der Murgtal-Formation dar, was auch die Mächtigkeitszunahme gegen Südosten erklärt. Diese fein geschichteten Feinsedimente wurden vermutlich in Seen abgelagert. Ihre Vorkommen beschränken sich ebenfalls auf die Umgebung des Murgtals.

## **Trias**

### **t<sub>1</sub> Mels-Formation [Melser Sandstein]**

Der meist sehr geringmächtige Sandstein der Mels-Formation (STUDER 1827) liegt auf unregelmässiger, oft verwitterter Oberfläche des Verrucanos und stellt eine küstennahe Ablagerung der marinen Transgression dar. Oft enthalten die untersten Sandsteinbänke noch aufgearbeitete Gerölle des liegenden Verrucanos. Den Hauptanteil bildet heller Sandstein. Dünne Lagen von gelblichem, sandigem Dolomit und rötlich-violetter Tonstein wechsellagern mit dem gut gebankten Sandstein (BRUNNSCHWEILER 1948). Die Mächtigkeit überschreitet 10–12 m nur selten. Oft fehlt auch im Murgtal die Formation ganz und Dolomit der Röti-Formation liegt direkt auf der Murgtal-Formation. Dies ist vermutlich auf die unregelmässige Geländeoberfläche zu Beginn der Trias zurückzuführen (RYF 1965). Makrofossilien sind im Sandstein der Mels-Formation keine gefunden worden.

<sup>1</sup> Der Ausdruck «Schiefer» sollte nur für wirklich tektonisch deformierte Tongesteine verwendet werden

Mithilfe von Palynomorphen konnten GISLER et al. (2007) das Alter der Mels-Formation auf Mittlere Trias (Anisien) bestimmen.

### **t<sub>II</sub> Röti-Formation [Röti-Dolomit]**

Die Röti-Formation (Röti-Dolomit, THEOBALD 1866, STUDER 1872), ebenfalls flachmarin gebildet, ist feinkörnig bis dicht, grau und gelblich-weiss anwitternd. BRUNNSCHWEILER (1948) hat die Gesteine der Formation weiter unterteilt. Auch im Gebiet des Murgtals lassen sich verschiedene Abschnitte innerhalb der ca. 60 m mächtigen Abfolge unterscheiden (RYF 1965). Ober- und Untergrenze der Formation sind Übergänge, scharfe Begrenzungen fehlen. Durch eine – im Kartengebiet allerdings fehlende – Fauna von Kleinmuscheln kann die Röti-Formation altersmässig mit dem Muschelkalk (Anisien–Ladinien) im Juragebiet verglichen werden.

### **t<sub>III</sub> Quarten-Formation**

Den Hauptanteil der Quarten-Formation bildet meist rötlicher Tonstein; daneben kommen dolomitischer Mergel und Sandstein vor. Heller Quarzsandstein wird als «*Quarten-Quarzit*» bezeichnet. Als eigentlicher Quarzit (im petrographischen Sinn) tritt er nur im Autochthon auf. Manchmal kann innerhalb des unteren Teils auch ein grobkörniger Geröllhorizont vorkommen. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung wird der Tonstein zu Schiefer umgewandelt («Quartenschiefer», THEOBALD 1866, STUDER 1872). Die Mächtigkeit beträgt etwa 50 m. Die Dreiteilung nach BRUNNSCHWEILER (1948) in «Untere Tonschieferserie», «Geröllhorizont» und «Obere Tonschieferserie» ist nicht überall durchführbar.

Es handelt sich mehrheitlich um kontinentale Ablagerungen. Datierbare Fossilien wurden bisher nicht gefunden, aber die Stellung und die bunte, tonreiche Fazies sowie die Datierung der liegenden und hangenden Schichten lässt sie am besten mit dem Keuper des Juragebiets vergleichen. Sie haben somit junges Triasalter (Carnien–Norien).

## **Jura**

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

Die Bommerstein-Formation (MENKVELD 1995; «Bommerstein-Serie» DOLLFUS 1965) kommt nur ganz im Süden des Kartengebiets (bei Koord. 218.000/732.500) in wenigen Aufschlüssen unter der Überschiebung der Mürtschen-Decke vor. Es handelt sich um teilweise geschieferten Tonstein, der mit Sandkalk und gelblich anwitternden Quarzsandsteinbänken vergesellschaftet ist. Die Mächtigkeit kann nicht bestimmt werden. Fossilien wurden keine beobachtet. Das Alter ist Aalénien (Mittlerer Jura).

**i<sub>6-8</sub> Quinten-Formation [Quintner Kalk]**

Die Quinten-Formation (MOHR 1992) ist am Westende der Glarner Decke in einigen Aufschlüssen anzutreffen. Der fast schwarze mikritische Kalk wittert hellgrau an und ist meist gebankt. Aus tektonischen Gründen ist es nicht möglich, eine Mächtigkeit der Formation anzugeben. Es handelt sich hier vor allem um die älteren Anteile der Quinten-Formation (Kimméridgien).

**MÜRTSCHEN-DECKE**

Die Fli-Falte, als abgerissene Deckenstirn interpretiert, wurde in der Kartenlegende zusammen mit der Mürtchen-Decke ausgewiesen. HERB (1962, S. 97f.) schliesst aus faziellen Gründen eine Zuordnung zur (tieferen) Glarner Decke jedoch nicht aus (s. Kapitel Tektonik, S. 71 ff.).

**Perm****p Chartegg-Member [Chartegg-Tone]**

Am äussersten Südrand des Kartengebiets (bei Koord. 737.050/218.000) findet sich ein Aufschluss dieser permischen Einheit. Es handelt sich um feinkörnigen tiefroten bis violettroten siltigen Tonstein mit nur gelegentlichen Einlagerungen von gröberem Material. Weitere Angaben zum Chartegg-Member sind auf S. 24 zu finden.

**Trias****t<sub>1</sub> Mels-Formation [Melser Sandstein]**

Sandstein der Mels-Formation («Melser Sandstein», STUDER 1827) steht ebenfalls nur ganz im Süden des Kartengebiets an (bei Koord. 737.500/218.000). Weitere Angaben zur Mels-Formation sind auf S. 24f. zu finden.

**t<sub>11</sub> Röti-Formation [Röti-Dolomit]**

Die Röti-Formation (Röti-Dolomit, THEOBALD 1866, STUDER 1872) ist ein feinkörniger bis dichter, grauer, gelblich-weiss anwitternder Dolomit. Er tritt vor allem nordwestlich von Quarten im unteren Teil des Talbachs sowie in der Südostecke des Kartengebiets, südlich der Muttenhöhi (bei Koord. ca. 742.300/218.200) auf. Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse ist es nicht möglich, eine Mächtigkeit anzugeben. Weitere Angaben zur Röti-Formation sind auf S. 25 zu finden.

### **t<sub>III</sub>      Quarten-Formation**

Die Quarten-Formation besteht hauptsächlich aus rötlichem Tonstein; untergeordnet kommen dolomitischer Mergel, Sandstein und Quarzit vor. Manchmal kann innerhalb des unteren Teils auch ein grobkörniger Geröllhorizont auftreten. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung wird der Tonstein zu Schiefer umgewandelt («Quartenschiefer», THEOBALD 1866, STUDER 1872). Die Mächtigkeit beträgt etwa 50 m. Es handelt sich meist um kontinentale Ablagerungen. Einzelne marine Einschaltungen zeigen, dass das Meer nicht weit entfernt war (flache Küste). Datierbare Fossilien wurden bisher nicht gefunden, doch lässt sich die stratigraphische Stellung und die bunte tonreiche Fazies sowie die Datierung der liegenden und hangenden Schichten mit dem Keuper (Carnien–Norien) des Juragebiets vergleichen.

## **Jura**

### ***Lias***

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

Die Prodkamm-Formation («Prodkammserie», TRÜMPY 1949) kommt, wie die übrigen Lias-Einheiten, vor allem im Gebiet südlich von Mols vor. Von der Prodkamm-Formation sind nur wenige Aufschlüsse mit den obersten Anteilen im Gebiet Chengel (bei Koord. 740.225/218.020) vorhanden. Es dominiert Mergel mit Einlagerungen von Sandstein und vereinzelt Feinkonglomerat. In sandigen Kalklagen finden sich Fossilreste, vor allem von Muscheln und Brachiopoden. Während in benachbarten Gebieten die Formation bis zu 150 m mächtig werden kann, ist sie hier tektonisch stark reduziert und nur die höheren Teile sind vorhanden. Die Prodkamm-Formation wurde in einem flachen Meer unweit der Küste abgelagert und hat ein Sinémurien-Alter (TRÜMPY 1949).

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

Die Spitzmeilen-Formation (MENKVELD 1995; «Spitzmeilenserie», TRÜMPY 1949) ist im Kartengebiet ebenfalls nirgends vollständig aufgeschlossen. TRÜMPY (1949) beschreibt ein Profil in einem Verkehrschenkel im Bergwald südlich von Mols. Im stratigraphisch unteren Teil (I<sub>3,u</sub>) dominieren Sandstein und Kalksandstein (ca. 8 m mächtig); darüber folgen kalkig-mergelige Bänke (ca. 15 m). Im oberen Teil (I<sub>3,o</sub>) der Formation (topographisch unten) herrscht grober Spatkalk vor, der oft groben Quarzdetritus enthält und mit feinspätigem kieseligem Kalk wechselagert (ca. 50 m). Vor allem in diesem oberen Teil kommen auch Brekzienlagen mit Trias- und Verrucanogesteinstrümmern vor. Im unteren Teil findet man häufig Belemniten, Brachiopoden und Muscheln. Insbesondere Gryphäen können ge-

steinsbildend auftreten. Ammoniten kommen vor, sind aber selten. Schrägschichtung deutet auf stärkere Strömung hin. Während sowohl die feinkörnigeren Gesteine als auch die Ammoniten und Belemniten im unteren Teil etwas grössere Wassertiefen anzeigen, weist die Grobkörnigkeit im oberen Teil auf verstärkten Einfluss von der Küste hin. Aus tektonischen Gründen ist die Abfolge auch hier unvollständig. Das Alter umfasst spätes Sinémurien bis Pliensbachien (TRÜMPY 1949).

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

Die Sexmor-Formation (MENKVELD 1995; «Sexmorserie», TRÜMPY 1949) zeigt eine deutliche Sedimentationssequenz vom tieferem zu flacherem Ablagerungsmilieu (Shallowing-upward-Sequenz). An der Basis liegt etwa 15 m Mergel, der von feinkörnigem, z.T. kieseligem Kalk überlagert wird (ca. 50 m). Im Profil des Bergwalds oberhalb von Mols (TRÜMPY 1949, S.133) folgt darüber späterer Echinodermenkalk mit Linsen von bis zu 4 mm grossen Quarzkörnern (ca. 40 m). Auch Feinbrekzienlagen mit Triaskomponenten kommen vor. Eingeschaltet sind immer wieder Lagen von Hornstein (Silix), die diagenetisch gebildet wurden. Die Kieselsäure stammt von gelösten Schwammnadeln. Häufige Makrofossilien, vor allem im unteren Teil, sind Belemniten, Muscheln und Brachiopoden. Echinodermendetritus bildet den grössten Teil des Gesteins im oberen Abschnitt. Die Sexmor-Formation wird ins Pliensbachien gestellt (TRÜMPY 1949).

### ***Dogger***

#### **Bommerstein-Formation**

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

Beim Mols-Member («Molser Serie», DOLLFUS 1965) handelt es sich um ebenflächigen, etwas schiefrig ausgebildeten Tonstein und Mergel. Lokal eingeschaltet findet man dünne kalkige Lagen. Gegen die hangenden Teile der Bommerstein-Formation gibt es keine scharfe Grenze. Sie wird definiert durch das erste Auftreten von sandigen Einschaltungen, die dem Gestein ein «knorriges» (grobkörniges) Aussehen verleihen. Die Ablagerung fand in einem strömungsarmen Becken statt. Gemäss DOLLFUS (1965) finden sich in der Formation Ammoniten des späten Toarciens und des frühen Aaléniens. Die mächtigsten Abfolgen dieser Einheit sind nördlich des Molser Bergwalds zu finden. Aus tektonischen Gründen ist es aber fast unmöglich, eine genaue Mächtigkeit anzugeben. In diesem Gebiet stellen 150 m wohl einen Minimalwert dar. Ein besonders gut entwickeltes Profil ist östlich des Kartengebiets im Berschnerbach (Atlasblatt Buchs) aufgeschlossen.

## **a<sub>2</sub>**      *Glockhaus-Member*

Das Glockhaus-Member («Glockhaus-Serie» TRÖHLER 1966, MENKVELD 1995) ist wegen der Vielfalt der darin enthaltenen Gesteinstypen schwierig zu gliedern. Auf der Karte wird ein unterer Abschnitt mit dominierend eisenreichem tonigem Sandstein und Tonstein ausgeschieden. Er entspricht der von DOLLFUS (1965) definierten «unteren und mittleren Bommerstein-Serie». Eine Grenze zum oberen Abschnitt lässt sich nur schwer ausmachen, doch dominieren in diesem oberen Teil roter Echinodermenspatkalk und Lumachellen. Tonstein und sandiger Mergel sind etwas weniger häufig. Die Bildung dieser Gesteine erfolgte durch Zusammenschwemmungen von Crinoidendetritus oder terrigenem Quarzdetritus unter höher energetischen Verhältnissen. In etwas strömungsärmeren Zonen gelangten der Tonstein und siltiger Mergel zur Ablagerung. Nur wenige Ammoniten, vor allem aus dem oberen, feinkörnigeren Teil der Einheit, lassen Schlüsse auf das Alter zu. Vor allem Formen der Gattung *Leioceras* deuten auf frühes Aalénien hin. In benachbarten Gebieten reicht die Einheit bis ins mittlere Aalénien. Im Gebiet der Raischiben (Südostteil des Kartengebiets) erreicht die Mächtigkeit bis zu 250 m (DOLLFUS 1965).

## **i<sub>1-3</sub>**      **Reischiben-Formation**

Die Reischiben-Formation (SKS 2003; «Reischiben-Serie», DOLLFUS 1965; MENKVELD 1995) zeichnet sich durch Kalk aus, der vorwiegend aus Bruchstücken von Echinodermen aufgebaut ist. Während allgemein die graue Farbe dominiert, gibt es auch rötlichen, eisenreicheren Spatkalk. An der Raischiben (Steinbruch) erreicht die Einheit ihr Mächtigkeitsmaximum mit ca. 120 m (DOLLFUS 1965). Über das Alter der Basis ist wenig bekannt. Vier kleine Aufschlüsse (in der Karte mit der Signatur des *Blegi-Eisenooliths* dargestellt) im Raum Chatzenboden-Gäsi (ca. 1,5 km südlich von Mühlehorn) entsprechen nach DOLLFUS (1965) den Fossil-schichten von Guppen und Gurbsbach und enthalten nach OBERHOLZER (1933) Fossilien des späten Bajociens.

## *Malm*

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

Die Schilt-Formation (KUGLER 1987) ist auch in der Mürtschen-Decke nur in wenigen Aufschlüssen südlich von Mühlehorn zu beobachten. Die Mächtigkeit erreicht kaum 20 m. Generell sind in der Mürtschen-Decke nur der Schilt-Kalk und das Mürtschen-Member vertreten. Beim Schilt-Kalk handelt es sich um knolligen gelb-fleckigen Kalk, der zeitlich ins mittlere Oxfordien gestellt wird. Darüber folgt einige Meter gebankter, fast dichter Kalk mit Mergelzwischenlagen (Mürtschen-Member). Die gelben Flecken werden laut KUGLER (1987) auf diagenetisch gebilde-

ten eisenschüssigen Dolomit zurückgeführt. Auffallend sind häufige Reste von Kieselschwämmen. Das Alter kann hier mangels altersbestimmender Fossilien nicht genau festgelegt werden. Nach KUGLER (1987) sind diese zwei Member im mittleren und späten Oxfordien abgelagert worden.

### **i<sub>6-8</sub>      Quinten-Formation**

In der Quinten-Formation wird der «Quintner-Kalk» in drei Member unterteilt (MOHR 1992), die in der Mürtchen-Decke alle zu beobachten sind (ALLENBACH 1961). Die mehrere Hundert Meter mächtigen grauen Kalkwände oberhalb von Quinten (Typuslokalität) können schon von blossen Auge dreigeteilt werden. Der «Untere» und der «Obere Quintner Kalk» werden durch das leicht zurückwitzernde dünnbankigere, lokal etwas mergelige «Mergelband» getrennt.

### **i<sub>8</sub>            Tros-Kalk**

Die jüngste Einheit der Quinten-Formation, der Tros-Kalk, ist nur südlich des Walensees nördlich von Filzbach und Obstalden aufgeschlossen. Im Gegensatz zum feinkörnigeren, im Bruch fast schwarzen «Quintner Kalk», der in etwas tieferem ruhigem Wasser sedimentiert wurde, ist der Tros-Kalk hellgrau und enthält oft eine reiche Flachwasserfauna (Korallen, grosse Lamellibranchier und Gastropoden). Altersmässig reicht die Quinten-Formation vom späten Oxfordien bis ins früheste Berriasien (MOHR & FUNK 1995).

## **Kreide**

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

Die Zementstein-Formation (HEIM 1916, DIEGEL 1973, MOHR 1992) zeichnet sich durch eine Mergel-Kalk-Wechselagerung aus. Das ursprüngliche Typusprofil bei Lochezen am östlichen Nordufer des Walensees ist unglücklich gewählt, da der oberste Teil wegen einer Überschiebung fehlt. Als Referenzprofil für die Mürtchen-Decke wählte MOHR (1992) ein Profil am Leiststock-Nüenchamm (Blatt Spitzmeilen). Die Mächtigkeit beträgt nördlich des Walensees ca. 80 m. Die Ablagerung erfolgte in einem ruhigen Becken. Gelegentliche Rutschungen von der nördlich gelegenen Troskalk-Plattform führten zur Ablagerung von Resedimenten mit Flachwasserfossilien (Gassen-Kalk, R. Hantke in SCHINDLER 1959). Entgegen früheren Annahmen wird die gesamte Formation ins Berriasien gestellt (MOHR & FUNK 1995).

### **c<sub>1o</sub>      Öhrli-Formation**

Die Öhrli-Formation (HEIM 1910, GRASMÜCK-PFLUGER 1962, BURGER 1986) ist in der Mürtschen-Decke meist dreigeteilt in «Unterer Öhrlikalk», «Oberer Öhrlimergel» und «Oberer Öhrlikalk» (HERB 1962). Ein detailliertes Profil wird bei BURGER (1986, S. 388f.) aus einer Bohrung bei Filzbach beschrieben. Der hellgraue Kalk enthält Reste einer Flachwasserfauna (u.a. Korallen), und auch der zwischengelagerte bräunlich-graue Mergel und Mergelkalk enthält Formen des Schelfbereichs. Bei Filzbach beträgt die Mächtigkeit etwa 110m. Das Alter kann wegen fehlender Leitfossilien nur indirekt ermittelt werden. Aufgrund sequenzstratigraphischer Analysen reicht der oberste Teil der Formation noch ins frühe Valanginien (MOHR & FUNK 1995). Ihre Untergrenze liegt etwa im mittleren Berriasien.

### **c<sub>2k</sub>      Betlis-Formation [Betlis-Kalk]**

Die Betlis-Formation (Betlis-Kalk, HEIM & BAUMBERGER 1933, STRASSER 1979, 1982) ist in der Mürtschen-Decke in relativ geringer Mächtigkeit von etwa 30 m ausgebildet. Es handelt sich um gebankten, leicht gelblich anwitternden grauen Kalk, der oft Kieselknollen enthält. Der obere Teil ist leicht sandig. Darüber findet sich im Dach gelegentlich eine Emersionsfläche bzw. ein Hartgrund. Zeitlich gehört der Betlis-Kalk ins Valanginien.

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

Der Helvetische Kieselkalk (FUNK 1969) ist hier zwischen 30 und 35 m mächtig (HEIM 1916). Es ist ein spätiger, dunkelgrauer siltiger Kalk, der in der Anwitterung meist deutlich braun ist (Verwitterung von eisenhaltigen Mineralien). Der kieselige Anteil in der Grundmasse stammt ursprünglich von Kieselschwammnadeln. Der obere, grobspätige Teil (ca. 6 m) besteht vor allem aus Trümmern von Crinoiden und Bryozoen (FUNK 1971). An der Basis findet man stellenweise eine 20 cm dicke fossilreiche Bank von frühem Hauterivien-Alter (Rahberg-Bank, HEIM 1916). Die Ablagerung des Helvetischen Kieselkalks fand zum grossen Teil oberhalb der Wellenbasis statt, worauf Schrägschichtung hinweist.

### **c<sub>4m</sub>      Tierwis-Formation [Drusberg-Mergel]**

Die Tierwis-Formation (LIENERT 1965, BOLLINGER 1988, FÖLLMI et al. 2007) setzt sich aus dem etwa 5 m mächtigen glaukonitreichen, lokal Fossilien führenden Altmann-Member (spätes Hauterivien bis frühes Barrémien, FUNK 1971, BRIEGEL 1972, BODIN et al. 2006) und dem Drusberg-Member (Mergelkalk und Kalk) zusammen. Das Drusberg-Member entstand im frühen Barrémien. Der vor allem im unteren Teil feinkörnige Kalk enthält oft z.T. verkieselte Austern (*Exogyra sinuata* in den «Sinuatenbänken»), aber auch Brachiopoden und lokal Anreicherungen von

Crinoidendetritus. Die Mächtigkeit beträgt etwa 50–70 m. Gegenüber der Tierwis-Formation der Säntis-Decke fällt vor allem die Mergelarmut auf (untieferes Ablagerungsmilieu in der Mürtschen-Decke).

#### **c<sub>4-5</sub>      Schrattenkalk-Formation [Schratten-Formation]**

Die Mächtigkeit der Schrattenkalk-Formation der Mürtschen-Decke nimmt von Westen gegen Osten von 65 m auf gegen 160 m zu (HEIM 1916). Der helle Wände bildende Kalk beginnt über der feinbankigeren Tierwis-Formation oft mit Lagen von verkieselten Muscheln. Auch sonst finden sich oft Fossilien (Rudisten, Korallen, grosse Gastropoden). In der oberen Hälfte der Schrattenkalk-Formation tritt gelegentlich eine etwas mergeligere Fazies auf, in der häufiger Seeigel, Brachiopoden und insbesondere Foraminiferen (Orbitolinen) auftreten (Rawil-Member, ehem. «*Untere Orbitolinenschichten*»). Die Schrattenkalk-Formation wurde während des späten Barrémiens und frühen Aptiens in untiefem Wasser gebildet (HEIM 1916, LIENERT 1965, WISSLER 2001). Es handelt sich um eine im Lauf der Zeit gegen Südosten vorrückende Karbonat-Plattform (FUNK et al. 1993).

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

In der Mürtschen-Decke ist die Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) im Vergleich zur Säntis-Decke (s.S.40f.) nur relativ geringmächtig. Nach FÖLLMI & OUWEHAND (1987) beträgt die Mächtigkeit in der Mürtschen-Decke (z.B. bei Gänsestad) knapp 20 m. Sie umfasst den Zeitraum vom späten Aptien bis ins früheste Cénonomanien. In dieser Phase vertiefte sich der Ablagerungsraum von wenigen Metern auf mehrere Hundert Meter Tiefe. Die Makrofauna ist vor allem bei GANZ (1912), HEIM (1913), HEIM & SEITZ (1934) sowie bei FÖLLMI (1986) und OUWEHAND (1987) beschrieben.

Im südwestlichen Kartengebiet beginnt die Garschella-Formation mit 1–2 m Brisi-Kalk des *Brisi-Members*, einem spätigen, oft schräggeschichteten Kalk. Die älteren Teile des Brisi-Members sind hier nicht vertreten. Das darüber folgende *Selun-Member* besteht aus ca. 5–10 m Sellamatt-Schichten (zurückwitternder sandig-mergeliger Kalk und wellige Kalkbänke wechsellagernd), 5–10 m Aubrig-Schichten (graue Kalkknollen eingebettet in dunklem Quarz-Glaukonitsandstein) und 0,6–1 m eines zuoberst liegenden, Phosphorit und Stromatolithen führenden mikritischen Kalks (Kamm-Bank), der oft fossilreich ist. Gegen oben geht er durch schnelle Abnahme des Glaukonitgehalts in den Kalk der Seewen-Formation über.

#### **c<sub>9</sub>      Seewen-Formation [Seewer Kalk]**

Der Kalk der Seewen-Formation (STUDER 1839) ist dicht, fast porzellanartig und gut gebankt. Auffallend ist die oft wellige Oberfläche, die auf Lösungserscheinungen zurückzuführen ist. Feine Tonhäute begrenzen die Bänke. Gegen oben

nimmt der Tonanteil zu. Aufgrund der Mikrofauna (BOLLI 1944) wird dem «See-  
wer Kalk» ein Alter zwischen spätem Cénomanien und spätem Coniacien zu-  
gewiesen. Eine rötliche Variante des Kalks tritt regional auf und ist zeitlich ins  
Turonien einzustufen. An Makrofossilien sind selten Inoceramen zu finden. Der  
Ablagerungsraum war ein pelagisches Becken, das praktisch frei von größerem  
siliziklastischem Eintrag war. Die Mächtigkeit in der Mürtschen-Decke beträgt im  
durchgehenden Profil südlich des Stäfeli (bei Koord. 734.800/222.500) rund 150 m.

### **Paläogen [Tertiär]**

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

Die Bürgen-Formation (MENKVELD-GFELLER 1997) besteht hier aus glauko-  
nitreichem Mergel und Sandkalk. Lagenweise kann der Gehalt an Glaukonit auch  
stark zurückgehen. Wühlspuren sind häufig. Grossforaminiferen (Assilinen und  
Nummuliten) erlauben eine Einstufung ins Lutétien. Nördlich des Walensees sind  
unter der Überschiebung der Säntis-Decke nur wenige Aufschlüsse südlich und  
südwestlich des Leistchamms vorhanden. Grössere Aufschlüsse finden sich süd-  
lich des Walensees entlang des Ostufers des Filzbachs. Wegen fehlender Auf-  
schlüsse des Dachs der Bürgen-Formation können keine Angaben zur Mächtigkeit  
gemacht werden.

#### **e<sub>4-6</sub> Stad-Formation [Stad-Mergel]**

Der Stad-Mergel («Globigerinenmergel», KAUFMANN 1886) ist feinkörnig,  
hellbräunlich bis bräunlich-gelb anwitternd und oft feinplattig. Gelegentlich führt  
er etwas Quarzsilt. Oft erscheint der Mergel leicht geschiefert. Kleine planktonische  
Foraminiferen (Globigerinen) sind die häufigsten Fossilien. Eine Gesamtmächtig-  
keit ist selten bestimmbar, da die Formation wegen ihrer leichten Deformierbarkeit  
oft im Liegenden einer Überschiebung ansteht (z.B. westlich von Durschlegli, süd-  
lich des Leistchamms). Abgelagert wurden diese Sedimente in einem tieferen  
Schelfbereich in pelagischem Milieu während des mittleren und späten Eozäns  
(MENKVELD-GFELLER et al. 2016).

#### **«Salleren-Brekzie» (Kakirit)**

Bei der «Salleren-Brekzie» handelt um ein Gemenge von tektonisch zerbro-  
chenen Formationen (Kakirit oder tektonische Brekzie). Anteile der Quinten-  
Formation (Quintner Kalk und Tros-Kalk) und der Zementstein-Formation sind  
darin enthalten (ALLENBACH 1961). NYFFENEGGER (1990) konnte belegen, dass es  
sich nicht, wie früher vermutet, um eine Bergsturzbrekzie handelt, sondern dass  
dieses Gestein in einer späten Phase der Entstehung der helvetischen Decken  
durch Spröddeformation tektonisch gebildet wurde.

GONZEN-WALENSTADT-SCHUPPEN  
[SCHUPPENZONE GONZEN-WALENSTADT]

**Jura**

***Dogger***

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

Die Bommerstein-Formation (MENKVELD 1995; «Bommerstein-Serie», DOLLFUS 1965) kommt sowohl an der Basis der Walenstadt-Schuppe, als auch in der Lüsis-Schuppe vor. Es handelt sich um dunklen kalkigen Sandstein mit tonigen Zwischenlagen. Im Dach der Einheit erscheint oft roter Echinodermenspatkalk («Rote Echinodermenbreccie»). Die Mächtigkeit kann nicht zuverlässig bestimmt werden, da die Basis der Formation durch einen Abscherhorizont abgeschnitten ist. Altersbestimmende Fossilien fehlen.

**i<sub>1-3</sub> Reischiben-Formation**

Die Reischiben-Formation (SKS 2003; «Reischiben-Serie», DOLLFUS 1965; MENKVELD 1995) ist in beiden Schuppen in geringer Mächtigkeit (ca. 20 m) aufgeschlossen. In der Walenstadt-Schuppe dominiert grauschwarzer feinkörniger Echinodermenspatkalk, in der Lüsis-Schuppe findet man dichten, grünlich-violett gefleckten Kalk mit Schlieren von Eisenoolithen. In beiden Schuppen folgt zuoberst der 0,5–1,5 m mächtige *Blegi-Eisenoolith*. Die Fossilien, insbesondere des Eisenooliths, deuten auf ein Alter von spätem Bajocien bis frühem Callovien.

***Malm***

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

Wie in der Mürtschen-Decke (s.S.29f.) ist in den westlichen Anteilen der Gonzen-Walenstadt-Schuppen die Schilt-Formation geringmächtig und besteht fast ausschliesslich aus «Schilt-Kalk» und der Mergel-Kalk-Wechselagerung des Mürtschen-Members. Nur im östlichsten Teil tritt an der Basis noch Mergel auf, der dem «Schilt-Mergel» zugeschrieben wird (KUGLER 1987). Die oft etwas unebenen Schichtflächen sind auf Bioturbation zurückzuführen. Das Alter ist mittleres bis spätes Oxfordien.

**i<sub>6-8</sub> Quinten-Formation [Quintner Kalk]**

Mächtige Wände von grauem, im Bruch fast schwarzem dichtem Kalk bilden die Quinten-Formation. Fossilien sind eher selten. In der Lüsis-Schuppe beträgt die Mächtigkeit, vermutlich tektonisch verdickt, gegen 500 m. Das Alter ist spätes

Oxfordien bis frühestes Berriasien (KUGLER 1987, MOHR & FUNK 1995). Das Ablagerungsmilieu war ein ruhiges Becken in einer Tiefe von wenigen 100 m. Terrigener Einfluss (Sand oder Ton) fehlt weitgehend.

## **Kreide**

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

Die Zementstein-Formation (DIEGEL 1973, MOHR 1992) besteht aus einer mächtigen Abfolge von Mergel und Mergelkalk und ist vor allem in der Lüsis-Schuppe gut ausgebildet. Die Obergrenze ist allerdings meistens eine Überschiebungsfäche (Basis der Säntis-Decke). Das Alter ist frühes Berriasien (MOHR & FUNK 1995).

### **c<sub>1o</sub> Öhrli-Formation**

Als Öhrli-Formation (BURGER & STRASSER 1981) werden die früheren «Öhrli-Schichten» bezeichnet. Bei Plisa (Koord. 739.000/223.450) kommen nach BURGER (1985) unterhalb der Basisüberschiebung der Säntis-Decke ca. 30 m Öhrli-Formation vor. Im Übrigen tritt sie lediglich als tektonisch abgesetztes Felsband am westlichsten Ende der Lüsis-Schuppe auf (Koord. 737.700/223.300). Sie besteht aus dunkelbräunlichem Mergel und helleren Kalkbänken im oberen Teil. Dieses Felsband ist allseitig von tektonischen Störungen begrenzt.

## **SÄNTIS-DECKE**

## **Kreide**

### **c<sub>1o</sub> Öhrli-Formation**

Die Öhrli-Formation (HEIM 1907, GRASMÜCK-PFLUGER 1962, BURGER & STRASSER 1981) ist im Gebiet von Atlasblatt Walensee nur im westlichen Säntisgebiet – verschuppt – vertreten (s.a. KEMPF 1966, Fig. 4; Taf. I, Profil 4). Heller massiger, oft Muschelschalen führender Kalk dominiert. Daneben finden sich vor allem südlich der Thurschlucht auch mergelige Anteile (Fig. 5). Es handelt sich um Ablagerungen des flachen Wassers. Da sowohl Unter- als auch Obergrenze Überschiebungen darstellen, kann keine Mächtigkeit bestimmt werden. Das Alter der Formation ist spätes Berriasien bis frühestes Valanginien (MOHR & FUNK 1995).

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

Nach BURGER (1986) liegt im Gebiet von Paliis (bei Koord. 739.900/223.600) die Überschiebungsfäche der Säntis-Decke nicht im Vitznau-Mergel, sondern in

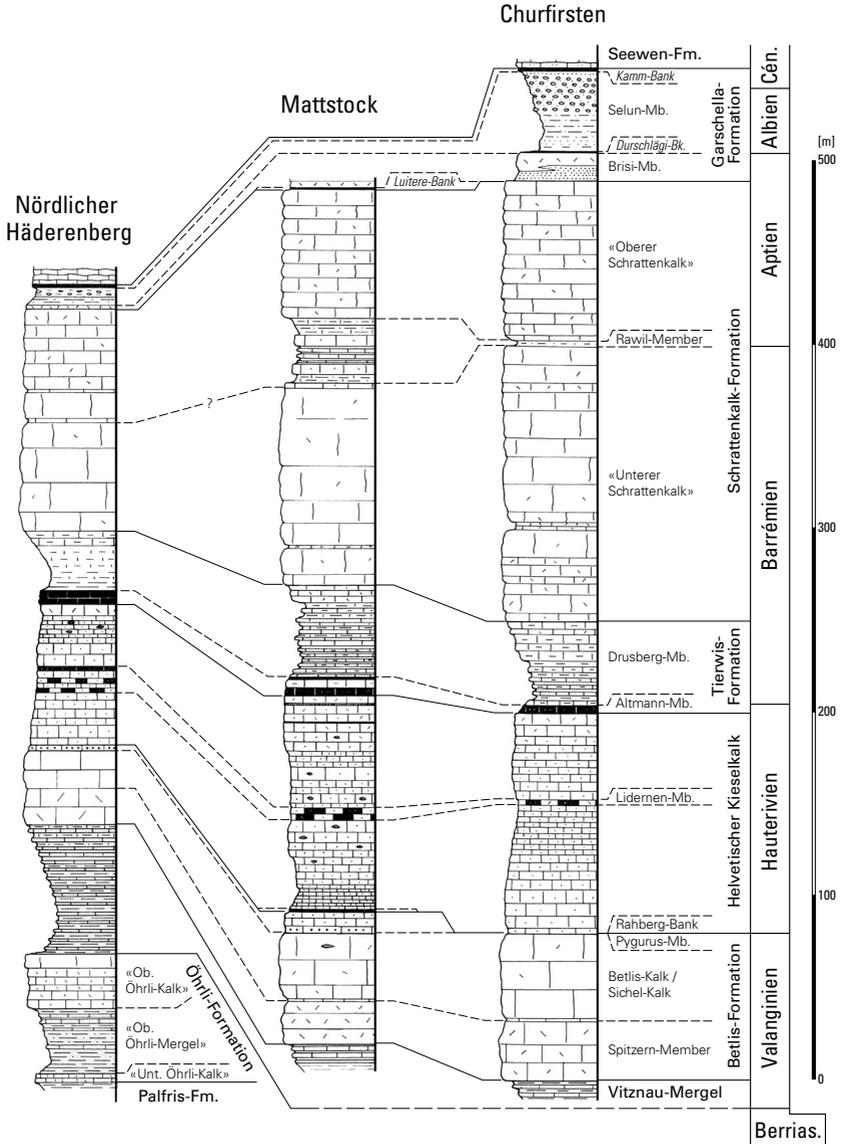


Fig. 5: Stratigraphische Sammelprofile der Frühen Kreide (Berriasien–Albien) in der Säntis-Decke. Verändert nach Herb (1962, Fig. 2).

der – dort allerdings geringmächtigen, auf der Karte nicht ausgeschiedenen – darunterliegenden *Palfris-Formation*<sup>2</sup>.

Vitznau-Mergel (BURGER & STRASSER 1981, BURGER 1986) ist im Churfirsendengebiet durch fossilarmen Mergel und Mergelkalk vertreten. Von der liegenden Palfris-Formation unterscheidet er sich durch vermehrtes Auftreten von kalkigen Bänken. Im oberen Teil sind sandige Schüttungen häufig. Altersmässig gehört der Vitznau-Mergel ins frühe Valanginien; er wurde in einem etwas tieferen Schelfgebiet unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Es kann eine Gesamtmächtigkeit von ca. 50 m bestimmt werden.

### **Betlis-Formation [Betlis-Kalk, Sichel-Kalk]**

Der *Betlis-Kalk* ( $c_{2k}$ ; Alb. Heim in HEIM & BAUMBERGER 1933, STRASSER 1979, BURGER & STRASSER 1981) ist vor allem in den westlichen Churfirften ausgebildet und zieht sich als dünnes, helles Band über der Verflachung der Säntis-Überschiebung durch. Gegen die östlichen Churfirften wird er vom dunkler anwitternden und feinkörnigeren *Sichel-Kalk* ( $c_{2s}$ ; ISCHI 1978) abgelöst.

Der Betlis-Kalk wurde in untiefem Wasser in einem äusseren Plattformbereich abgelagert, der Sichel-Kalk in tieferem Wasser unterhalb der Wellenbasis. Die Mächtigkeit beträgt im Westen etwa 40–50 m, gegen Osten nimmt sie auf weniger als 20 m ab. Die bräunlich-graue Anwitterungsfarbe unterscheidet ihn vom weisslich grauen Schrattenkalk. Die Sedimentation beginnt im späten frühen Valanginien und endet im frühen Hauterivien.

### *Pygurus-Member [Pygurus-Schichten]*

Im Dach der Betlis-Formation bildet grobsandiger, spätiger Kalk eine eigene Einheit, das Pygurus-Member («Pygurus-Schichten» HEIM 1905). Im Gebiet südlich von Amden fehlt das Pygurus-Member.

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

Der Helvetische Kieselkalk (FUNK 1969) bildet in den Churfirften ein dunkles, meist leicht vegetationsbedecktes Band (Fig. 6). An der Basis folgt über einem Hartgrund ein glaukonitisch-phosphoritischer fossilreicher Kondensationshorizont, die *Gemsättli-Bank* (A. Buxtorf in BAUMBERGER & HEIM 1907) oder die *Rahberg-Bank* (HEIM 1916, HALDIMANN 1977). Beim eigentlichen Kieselkalk handelt es sich um kieseligen feinkörnigen Kalk (FUNK 1971, 1975), der im Bruch eine dunkelgraue Färbung zeigt. Die Anwitterungsfarbe ist beige bis braun, eine Farbe,

<sup>2</sup> In den Profilen (Taf. I) wird die Palfris-Formation (zusammen mit Vitznau-Mergel dargestellt) als bevorzugter Abscherhorizont der Säntis-Decke (vgl. IBELE et al. 2016) angenommen, auch wenn im Kartengebiet praktisch keine Aufschlüsse vorhanden sind.

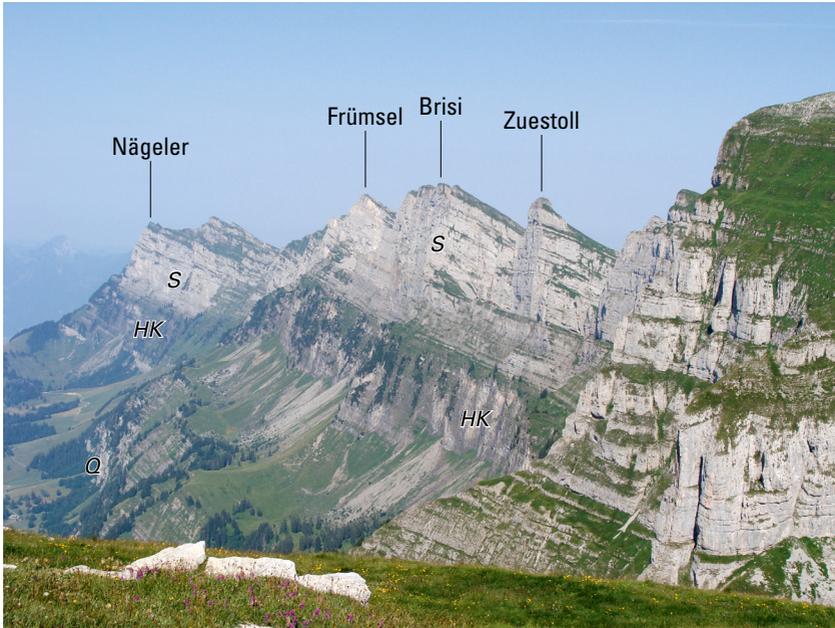


Fig. 6: Malm-Kreide-Abfolge in der steilen Südflanke der Churfirnen. Die unterste Felsstufe zählt zu den Gonzen-Walenstadt-Schuppen (Malm bis früheste Kreide), die steile Felsstufe darüber bildet den Südtail der Säntis-Decke (Frühe Kreide). Die Säntis-Überschiebung verläuft durch die grasbewachsene Verebnung im Bereich Palfris-Formation/Vitznau-Mergel (früheste Kreide). Wandbildend sind die Quinten-Formation (Q, unterste Stufe), der Helvetische Kieselkalk (HK, braungraue Stufe) und die Schrattekalk-Formation (S, hellgraue Wand, zuoberst). Blick von Rosenböden (Koord. 742.670/223.565) gegen Westen. Foto O. Kempf, 2015.

die von der Verwitterung von Pyrit und Glaukonit herrührt. Oft bildet sich wegen des fein verteilten Quarzes eine Verwitterungskruste von bis zu 1 cm Dicke. Auch hier nimmt die Mächtigkeit von Westen nach Osten zu, von 110 m bei Amden auf etwa 240 m oberhalb von Büls.

Die Sedimentabfolge beginnt im späten Valanginien mit der Ablagerung der Gemsmättli-Bank und endet meist im späten Hauterivien mit der Bildung eines Hartgrunds unterhalb der Kondensationsabfolge des Altmann-Members der nachfolgenden Tierwis-Formation. An Fossilien sind vor allem Seeigel und gelegentlich Brachiopoden zu beobachten. Das glaukonitreiche *Lidernen-Member* findet man im oberen Teil der Abfolge in den gesamten Churfirnen in Mächtigkeiten zwischen 20 und 40 m. Eine eigentliche Kondensationszone, wie sie an der Typlokali-

tät zu beobachten ist (HANTKE 1961), fehlt in den Churfirten. Über den Kondensationshorizonten ist in den Churfirten der unterste Teil oft sehr grobsandig ausgebildet und erinnert an das Pygurus-Member der Betlis-Formation, unterscheidet sich aber durch die Kieselkalkfazies der Grundmasse (*Palis-Bank*, HALDIMANN 1977). Die Ablagerung des Helvetischen Kieselkalks fand in diesen südlichen Decken vermutlich unterhalb der Wellenbasis statt.

### **Tierwis-Formation [Drusberg-Formation]**

Die Tierwis-Formation besteht im Gebiet von Atlasblatt Walensee aus dem geringmächtigen *Altmann-Member* (spätes Hauterivien bis frühes Barrémien, vgl. FUNK 1971, BRIEGEL 1972) und dem von Westen nach Osten zunehmend mächtiger werdenden *Drusberg-Member* (c<sub>4m</sub>).

#### *Altmann-Member [Altmann-Schichten]*

Das Altmann-Member (HERB 1962) liegt meist mit scharfer Grenze auf dem Helvetischen Kieselkalk. Die Schichtfolge besteht aus einer Wechsellagerung von mehr oder weniger glaukonitischem sandigem Mergel mit gelegentlich etwas knolligem Mergelkalk. Der Glaukonitgehalt wechselt stark von Bank zu Bank und nimmt gegen oben rasch ab. Die Mächtigkeit beträgt 2,5–5 m.

#### c<sub>4m</sub> *Drusberg-Member [Drusberg-Mergel]*

Das Drusberg-Member (frühes bis spätes Barrémien, BRIEGEL 1972, BOLLINGER 1988) besteht aus fossilarmem Mergel und Mergelkalk in Wechsellagerung. Vor allem gegen oben nehmen die Kalkbänke zu, und der Gehalt an Bioklasten wechselt von Schwammnadeln und benthonischen Kleinforaminiferen über Seeigel (oft nur als rundliche, z.T. pyritgefüllte Löcher zu erkennen) und Brachiopoden zu verstärktem Plattformeinfluss mit Bruchstücken von Lamellibranchiern und Gastropoden. Nur selten kommen in der Säntis-Decke Bänke von austerartigen Muscheln der Gattung *Arcostraea* vor. Das Ablagerungsmillieu ändert von einem offenen, nicht allzu tiefen Schelf zu einem Plattformrand (BRIEGEL 1972). Die Mächtigkeit nimmt im Kartengebiet von Westen nach Osten von rund 50 m (inkl. Altmann-Member, HERB 1962) auf etwa 90 m zu (HEIM 1916).

#### c<sub>4-5</sub> **Schrattenkalk-Formation [Schratten-Formation]**

Der hellgrau anwitternde Kalk der Schrattenkalk-Formation bildet im Churfirtengebiet in der Säntis-Decke die dominierenden Kalkwände (Fig. 6). Der oolithische und bioklastische Kalk enthält oft Makrofossilien (v.a. Lamellibranchier und Gastropoden sowie lokal Korallen), die Flachwasserbedingungen andeuten

(WISSLER 2001). Die Mikrofauna (v.a. Foraminiferen und Chlorophyten) wird bei LIENERT (1965) im Detail beschrieben. Regional wird der Schrattenkalk durch das siltig-mergelige *Rawil-Member* («Untere Orbitolinenschichten») in einen «Unteren» und einen «Oberen Schrattenkalk» getrennt (Fig. 5). Neben Orbitolinen sind in diesem Schichtglied oft auch irreguläre Seeigel und Brachiopoden zu finden. Fossiles Holz deutet auf Landnähe hin.

Die Mächtigkeit des Schrattenkalks reduziert sich zwischen Amden und Hinterrugg von ca. 270 m auf ca. 200 m (HEIM 1916), diejenige der liegenden Tierwis-Formation nimmt dementsprechend von ca. 50 m auf 90 m zu. Die Mächtigkeitsreduktion geht mit der Progradation einer Karbonatplattform (Schrattenkalk-Formation) über einen offenermarinen Schelf (Tierwis-Formation) einher. Die Ablagerung beginnt im Norden bereits im frühen Barrémien, im Süden dagegen erst im Aptien (FUNK et al. 1993). Die Untergrenze der Schrattenkalk-Formation ist demnach heterochron, die Obergrenze hingegen ist scharf und deutet eine Sedimentationslücke im frühen Aptien an.

Ein System von konjugierten Spalten (mit Streichrichtungen von durchschnittlich 26° bzw. 80°), teilweise gefüllt mit Sedimenten der hangenden Garschella-Formation, beweist tektonische Bewegungen zu dieser Zeit (Gebiet Torloch, bei Koord. 738.260/224.500; GREBER & OUWEHAND 1988).

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

Die Garschella-Formation (FÖLLMI & OUWEHAND 1987) umfasst alle glaukonitisch-mergeligen, sandigen und kalkigen Schichten zwischen Schrattenkalk und Seewen-Formation (Fig. 5). Phosphorit führende Kondensationshorizonte sind ein weiteres Merkmal dieser Einheit, die oft als dunkles Rasenband zwischen den Kalkwänden der hangenden und liegenden Formationen erscheint. Die Typlokalität (Alp Garschella) befindet sich unweit des Kartenostrands, im benachbarten Kartengebiet Buchs (IBELE et al. 2016). Die Formation wird hier in zwei Member unterteilt: *Brisi-Member* und *Selun-Member*. Sie umfasst den Zeitraum vom späten Aptien bis ins früheste Cénomani. In dieser Phase vertiefte sich der Ablagerungsraum von wenigen Metern bis auf mehrere Hundert Meter Tiefe. Die Makrofauna ist vor allem bei GANZ (1912), HEIM (1913), HEIM & SEITZ (1934) sowie bei FÖLLMI (1986) und OUWEHAND (1987) beschrieben.

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

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

An der Basis des *Brisi-Members* findet man oft einen Fossilien führenden Kondensationshorizont mit Phosphoritknollen (*Luitere-Bank*). Den grössten Raum nimmt der dunkle Glaukonit führende feinkörnige Sandstein der *Gams-Schichten* ein. Grobkörniger und heller ist der *Brisi-Sandstein*, der z.T. in Wechsellagerung,

z.T. als Liegendes des *Brisi-Kalks*, eines grobkörnigen, oft schräggeschichteten Echinodermenspatkalks auftritt. Nicht immer sind alle Schichten vertreten; so liegt im Gebiet von Amden der Brisi-Sandstein direkt auf der Schrattenkalk-Formation. Die gesamte Mächtigkeit beträgt dort nur etwa 17 m (HERB 1962), während sie gegen Osten auf rund 50 m anwachsen kann.

**c<sub>6-80</sub>**      *Selun-Member*  
**c<sub>7A</sub>**        *Aubrig-Schichten*

An der Basis des Selun-Members findet man wiederum einen Fossilien führenden Kondensationshorizont mit Phosphoritknollen und Glaukonit (*Twäriberg-Bank*). Es folgt ein siltig-feinsandiger Sandstein (*Niederi-Schichten*, v.a. im Osten), der von der *Durschlägi-Bank*, einem weiteren Phosphorithorizont, gegen oben begrenzt wird. Sandig-mergeliger Kalk mit oft unebener Schichtfläche (*Sellamatt-Schichten*) leitet zu den weit verbreiteten, Kalkknollen führenden *Aubrig-Schichten* über. Als weiterer Hartgrund tritt im Dach noch die Turriliten führende *Kamm-Bank* auf. Lokal kommen in deren Dach auch Tiefwasser-Stromatolithen vor (z.B. bei Platten, Koord. 738.250/225.475, 1660 m). Die Mächtigkeit des Selun-Members steigt auch hier von Westen gegen Osten bis auf 50 m an. Im Gebiet von Amden beträgt sie ungefähr 26 m (HERB 1962).

### Seewen-Formation

Die Seewen-Formation umfasst im Gebiet des Atlasblatts Walensee zwei Member: den mikritischen *Seewer Kalk* und das *Choltal-Member*. Aufgrund der planktonischen Mikrofauna (BOLLI 1944) wurde der Seewer Kalk zwischen spätem Cénomaniem und spätem Coniacien gebildet, das Choltal-Member gehört ins frühe und an die Basis des späten Santoniens (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978).

Im Gebiet Chäserrugg (Ostrand des Kartengebiets) konnte das Ozeanische Anoxische Ereignis 2 (OAE2) nachgewiesen werden. Es manifestiert sich durch Lösungserscheinungen und der Sedimentation von glaukonitisch-sandigen Sedimenten (WOHLWEND et al. 2015). Dies entspricht dem unteren Teil des Götzis-Members in Vorarlberg (FÖLLMI 1986, FÖLLMI & OUWEHAND 1987). Paläozeanographisch spiegelt es eine Phase stärkerer Strömungen wider.

**c<sub>9</sub>**            *Seewer Kalk*

Der mikritische Seewer Kalk erscheint porzellanartig und ist gut gebankt. Auffallend ist die oft wellige Oberfläche, die auf Lösungserscheinungen zurückzuführen ist. Feine Tonhäute begrenzen die Bänke. Gegen oben nimmt der Tonanteil zu. Eine rötliche Variante des Kalks tritt regional auf und ist zeitlich ins Turonien einzustufen. An Makrofossilien sind gelegentlich Inoceramen zu finden.

Ferner wurden vor kurzem zahlreiche Wirbelkörper und Zähne verschiedener Haie im Gebiet Tristenholben (Atlasblatt 149 Buchs) gefunden (BÜRGIN et al. 2015). Ablagerungsraum war ein pelagisches Becken in einiger Entfernung von Quellen mit größerer siliziklastischer Fracht. Die Einheit ist in gleicher Ausbildung im ganzen Gebiet der Säntis-Decke ausgebildet. Die Mächtigkeit im Gebiet von Amden beträgt rund 150 m. Im östlichen Teil der Churfürsten ist die Obergrenze nicht aufgeschlossen.

#### c<sub>10</sub>      *Choltal-Member*

Das Choltal-Member («Choltal-Schichten», OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978) umfasst die oberen dunklen, vorwiegend tonig-mergelig ausgebildeten Anteile der Seewen-Formation («Seewer Schiefer»). Es handelt sich um pelagische Ablagerungen. Von der hangenden Amden-Formation unterscheiden sie sich durch die fehlende Siltführung und das gelegentliche Auftreten von mikritischen Kalklagen. An Makrofauna treten vor allem dickschalige Muscheln der Gattung *Inoceramus* auf. Die wichtigsten Vorkommen befinden sich zwischen Arvenbüel und Vorder Höhi nördlich von Amden sowie im Gebiet des Goggeien (HERB 1962).

#### c<sub>11-12</sub>      **Amden-Formation**

Die Amden-Formation (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978) zeichnet sich durch hellbräunlich anwitternden siltigen Mergel aus. Aus den Mikrofaunen ergibt sich ein Alter von spätem Santonien bis Campanien. Gegenüber den liegenden Einheiten weist der Siltgehalt auf stärkeren kontinentalen Einfluss hin bei einer Meerestiefe von 100–300 m. Oft pyritisierte Zwergformen einer Makrofauna von Mollusken und Seeigeln werden bei HEIM (1909) und ROLLIER (1923) beschrieben. Die wichtigsten Vorkommen der Amden-Formation befinden sich im Südostteil der Amden-Mulde sowie im Gebiet von Goggeien und bei Fli (HERB 1962). Die Mächtigkeit variiert zwischen ca. 70 und 200 m. Die Obergrenze fehlt tektonisch oder ist erodiert.

## ULTRAHELVETIKUM

### WILDHAUS-MELANGE

Aufgrund ihres verschuppten, tektonisch stark gestörten Schichtverbands und des Auftretens von «Wildflys» mit nordpenninischen Komponenten (Leimern-Kalk) werden die Leist- und die Wildhaus-Schuppenzone sowie die Fliegen-spitz-Schuppe neu im Wildhaus-Melange zusammengefasst.

LEIST- UND WILDHAUS-SCHUPPENZONE, FLIEGENSPITZ-SCHUPPE  
[SCHUPPENZONE VON LEIST, SCHUPPENZONE VON WILDHAUS, FLIEGEN-  
SPITZ-KOMPLEX]

**Kreide**

**C<sub>11-12</sub> Amden-Formation**

Die Amden-Formation (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978; «Amdener Schichten», HEIM 1909) ist in der Leist-Schuppenzone nie vollständig vertreten, da die Verschuppung innerhalb dieser Formation erfolgte. Ausserdem tritt häufig Verschuppung mit Flyschen auf. Zusammenhängende Aufschlüsse finden sich nur in einzelnen Bächen, der grösste Anteil ist von Verwitterungsschutt bedeckt. Es handelt sich um beige bis gelblichgrau anwitternden Mergel, der im Bruch etwas dunkler erscheint. Oft zeigt er eine Schieferung oder kann, je nach Beanspruchung, auch stengelig brechen. Das Ablagerungsmilieu ist ein tieferes Becken mit Zufuhr von feinstem siliziklastischem Detritus (Ton, Feinsilt). Das Alter wurde aufgrund von Mikrofossilien als Santonien–Campanien bestimmt (HERB 1962).

Die Amden-Formation ist auch im südlichen Abschnitt der Fliegenspitz-Schuppe stark verbreitet. Auch hier finden sich die Aufschlüsse vor allem in Bächen. Der gelblichgrau anwitternde feinsiltige Mergel ist nirgends vollständig abgeschlossen, sondern überall durch tektonische Kontakte begrenzt.

**Paläogen [Tertiär]**

**Euthal-Formation**

Vorkommen der Euthal-Formation (U. Menkveld-Gfeller in FUNK et al. 2013, MENKVELD-GFELLER et al. 2016) beschränken sich auf die Wildhaus-Schuppenzone und die Fliegenspitz-Schuppe (Fig. 7); in der Leist-Schuppenzone tritt sie nicht in Erscheinung.

**e<sub>2</sub> *Fliegenspitz-Member [Fliegenspitz-Schichten]***

Das Fliegenspitz-Member (HERB 1962, U. Menkveld-Gfeller in FUNK et al. 2013, MENKVELD-GFELLER et al. 2016) enthält sandigen Kalk und Mergel mit Foraminiferen («Lagenmergel») von Thanétien-Alter (Paleozän). Nach HERB (1962) handelt es sich um paläogene Anteile der Wang-Formation. In der Nähe des Fliegenspitz treten auch noch kretazische Anteile auf. Ob ein Übergang über die Kreide/Paläogen-Grenze vorkommt oder eine Schichtlücke vorhanden ist, lässt sich in diesem Gebiet nach HERB (1962) nicht entscheiden.

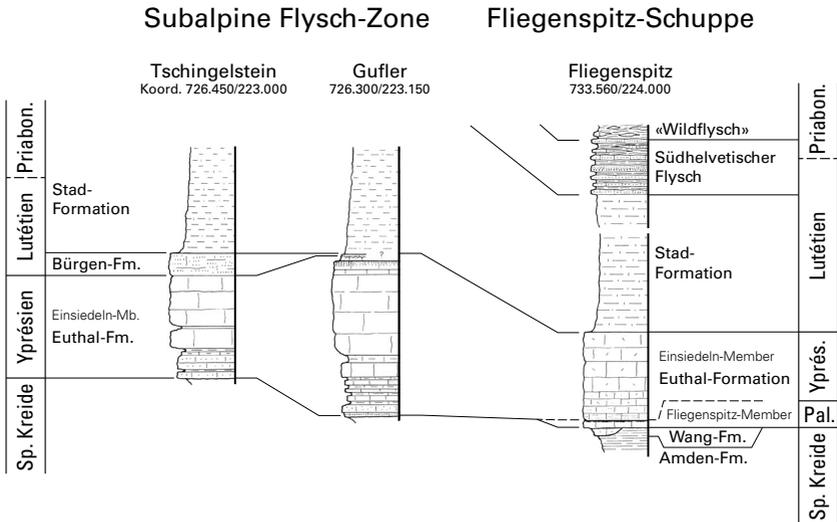


Fig. 7: Stratigraphische Profile verschiedener Paläogenabfolgen im Kartengebiet (verändert nach HERB 1962, Fig. 5). Die Mächtigkeiten der Profile bewegen sich um 15–20 m. Nomenklatur nach MENKVELD-GFELLER et al. 2016.

### e<sub>3</sub>      *Einsiedeln-Member [Einsiedeln-Formation]*

Beim Einsiedeln-Member (HERB 1988; «Einsiedler Nummulitenriffe» LEUPOLD 1937) handelt es sich um beige anwitternden grauen spätigen Kalk, der vor allem südwestlich des Fliegenspitz bei der Lokalität Looch (bei Koord. 733.560/224.000) häufig auftritt. Es handelt sich hier um verrutschte Blöcke. Aufgrund der Grossforaminiferen ist das Einsiedeln-Member dem Yprésien zuzuordnen.

### e<sub>4-6</sub>      **Stad-Formation [Stad-Mergel]**

In der Leist-Schuppenzone erwähnt HERB (1962) ein einziges Vorkommen von Stad-Mergel im Gebiet Holz nordöstlich von Amden (bei Koord. 729.650/224.500). Er liegt dort als feinsiltiger grauer Mergel, der mit flyschartigem sandigem Mergel verbunden ist, vor. Das Alter ist mittleres bis spätes Lutétien.

Der Stad-Mergel ist in der Wildhaus-Schuppenzone und in der Fliegenspitz-Schuppe nach HERB (1962) in «Fleckenmergel-Fazies» entwickelt. Die dunkleren Flecken im grauen bis gelblich anwitternden Mergel sind durch die Wühl­tätigkeit von Organismen verursacht worden. Mithilfe von planktonischen Foraminiferen konnte HERB (1962) diese Einheit dem mittleren Lutétien zuweisen.

### **f<sub>SH</sub> Südhelvetischer Flysch**

Der Südhelvetische Flysch (HERB 1962) kommt in der Leist-Schuppenzone nur an wenigen Stellen vor, oft verschuppt mit Mergel der Amden-Formation. Lithologisch handelt es sich um feinschichtige Wechsellagerungen von Sandsteinbänken mit bräunlichem siltigem Mergel. Das Alter der autochthonen (nicht aufgearbeiteten) Fauna deutet auf spätes Lutétien bis frühes Priabonien hin. Südlich der Lokalität Holz (bei Koord. 729.950/224.800) vermutet HERB (1962) in den Bachgräben einen stratigraphischen Übergang zwischen Stad-Mergel und Südhelvetischem Flysch.

In der Wildhaus-Schuppenzone und der Fliegenspitz-Schuppe bestehen die Schichten des südhelvetischen Flyschs aus dezimetermächtigen Sandkalk- und Sandsteinbänken; zwischengelagert findet sich brauner siltiger Mergel (Fig. 7). Sehr oft ist hier Flysch tektonisch mit Stad-Mergel vermengt, so dass sich keine Gesamtmächtigkeiten angeben lassen. Altersmässig gehören sie wahrscheinlich ins späte Lutétien (HERB 1962).

### **f<sub>w</sub> «Wildflysch»**

Als «Wildflysch» wird hier ein Gesteinskomplex bezeichnet, der vermutlich durch tektonische Vermengung mehrerer lithostratigraphischer Einheiten an Deckengrenzen entstand (tektonisches Melange, BAYER 1982, BAYER et al. 1983). HERB (1962) beschreibt ihn als «schwarzen, tonigen, etwas siltigen Mergel». Darin eingelagert sind oft Blöcke und Linsen von Sandsteinen, Kalken oder gar Kristallingesteinen. Es handelt sich also sicher um eine tektonische Mischung verschieden alter Gesteinspakete. In diesem Gebiet sind die jüngsten Anteile von paleozänem Alter (HERB 1962). Er stellt die Bildung des «Wildflyschs» aber aus Analogiegründen mit andern Vorkommen ins späte Eozän.

Ein grösserer Block von *Leimern-Kalk* (c<sub>1</sub>) befindet sich in der Fliegenspitz-Schuppe in einer Bachrinne bei Koord. 733.750/224.600. Ein weiteres Vorkommen findet sich zwischen Unterwasser und Wildhaus in der Nordwestecke des Kartengebiets (Wildhaus-Schuppenzone) zwischen den Lokalitäten Rietli und Wäldli.

## PENNINIKUM

### UNTERPENNINIKUM

#### ÜNTSCHEN-DECKE

##### NORDPENNINISCHER FLYSCH

[(?) NORDPENNINISCHE FLYSCHSERIE (KREIDEFLYSCH)]

### Kreide

Der Nordpenninische Flysch<sup>3</sup> («Nordpenninische Flyschserie») wurde von HERB (1962) sehr detailliert untersucht. Die Eingliederung ins Penninikum ergibt sich für ihn aus tektonischen und paläogeographischen Überlegungen sowie aus Vergleichen mit ähnlichen Einheiten vor allem im benachbarten Vorarlberg (z.B. RICHTER 1957), wo die Abfolge als Teil der Üntschendecke aufgeschlossen ist (FRIEBE 2007, IBELE et al. 2016). Die lithologischen Unterschiede gegenüber den dortigen Abfolgen rechtfertigten nach HERB (1962) für das Gebiet von Amden eine eigene Nomenklatur einzuführen. HERB (1962) hält aber fest, dass es sich hierbei nur um eine vorläufige Nomenklatur handelt solange keine exaktere Korrelation möglich ist. Da es sich beim vorliegenden Atlasblatt um das Typusgebiet handelt, wurde die Nomenklatur von HERB (1962) übernommen.

#### **f<sub>k1</sub>** Rinderbach-Schichten

Die Rinderbach-Schichten (nicht zu verwechseln mit der paläogenen Rinderbach-Formation im Vorarlberg, FRIEBE 2007) bilden die Basis der Flyschabfolge. Sie bestehen aus einer etwa 20–30 m mächtigen Abfolge meist roten, lokal grünen Tonsteins. Dazwischen geschaltet ist grünlichgrauer Tonstein mit dünnen quarzitischen Bänken («Ölquarzit»). Die besten Aufschlüsse finden sich in den Rinderbächen (bei Koord. 733.500/224.650, HERB 1962, S. 76). Aus einer spärlichen Mikrofauna konnte kein Alter abgeleitet werden, daher vermutete R. Herb für die Rinderbach-Schichten vor allem aufgrund der tektonischen und stratigraphischen Position ein frühes Cénomaniens-Alter.

#### **f<sub>k2-3</sub>** Langenegg-Formation

HERB (1962) unterteilt diese Einheit in eine untere und eine obere Abteilung, wobei sich die Trennung wegen der starken Verfaltung und Verschuppung nicht immer klar vollziehen lässt.

Die *untere Abteilung der Langenegg-Formation* (f<sub>k2</sub>) beginnt mit etwa 3–4 m dunkelgrauem, fast schwarzem, leicht verschiefertem Tonstein, in den 1–2 dm

mächtige Ölquarzitbänke eingelagert sind. Darüber treten bis mehrere Dezimeter mächtige Kalksandsteinbänke auf, die alle Charakteristika von Turbiditen aufweisen, wie Sohlmarken, Gradierung, Laminierung und Kreuzschichtung in den feineren Anteilen. Während an der Basis der Bänke die Korngrösse nur selten 0,5–1 mm überschreitet, findet sich im Statthalterbach ein nicht anstehender Block mit ausnahmsweise faustgrossen Stücken von Gneisen, «Ölquarzit» und Dolomit. Altersmässig gehört die untere Abteilung noch ins mittlere, die obere ins späte Cénonomanien, wie aus der planktonischen Mikrofauna bestimmt werden konnte (HERB 1962, S. 81). Obwohl schwierig zu bestimmen, dürfte die Mächtigkeit zwischen 150 und 200 m betragen.

Die *obere Abteilung der Langenegg-Formation* ( $f_{k3}$ ) ist viel feinkörniger entwickelt. Siltstein und siltiger Tonstein überwiegen. Normal gradierte Kleinzyklen sind schwierig zu erkennen und treten eigentlich nur in den seltenen sandigeren Partien auf. Ausserdem ist das Gestein oft verschiefert. Eingelagert finden sich jedoch gelegentlich bis 2 m mächtige, beige anwitternde Bänke von kalkigem Mergel (z.B. bei Koord. ca. 731.300/ 226.800). Diese zeigen keine Gradierung und sind Zeugen der Hintergrundsedimentation im Ablagerungsraum. In ihnen ist der grösste Zeitraum enthalten, während Turbidite, auch wenn sie dezimetermächtig sind, nur einige Stunden oder Tage repräsentieren. Die sehr seltenen Mikrofossilien deuten auf ein frühurones Alter (HERB 1962). Die Mächtigkeit dürfte zwischen 200 und 250 m betragen.

#### $f_{k4}$ **Rombach-Formation**

Im Typusprofil der Rombach-Formation (bei Koord. 728.700/224.600) liegt eine Abfolge von dunkelbeigen mittel- bis feinkörnigen Kalksandsteinbänken im Wechsel mit braunem verschiefertem Mergel vor. Diese Wechsellagerung wird unterbrochen von 1–2 m mächtigen dunklen polymikten Brekzienbänken oder grauem kalkigem Mergel. Die Brekzienbänke zeigen keine Gradierung, ihre Komponenten sind Zweiglimmergneis und Biotitschiefer sowie gelb bis orange anwitternder Dolomit, Glaukonitsandstein und «Ölquarzit». Ferner finden sich Schmitzen von feinkörnigen tonigen Sand- und verschieferten Siltsteinen, welche die übrigen Komponenten um ein Mehrfaches an Grösse übertreffen. Da diese Schmitzen gelegentlich verfault sind, muss angenommen werden, dass sie in noch unverfestigtem Zustand transportiert und eingebettet worden sind. Als Entstehungsursache wird daher eine submarine Rutschung angenommen. Zum Alter kann keine genaue Aussage gemacht werden, da wichtige Leitformen nicht gefunden wurden. Immerhin konnte HERB (1962) die Rombach-Formation in den Zeitraum Coniacien–Santonien stellen.

#### $f_{k5}$ **«Pelagische Oberkreidekalke»**

Im Sulzbach ist in die Rombach-Formation ein 20–40 m mächtiger hellgrauer, dichter mergeliger Kalk eingelagert. Er enthält eine reiche Mikrofauna (v.a. *Globotruncanen*) von Maastrichtien-Alter. Die aus dem Grenzbereich zur Rombach-Formation bestimmten Mikrofaunen sind etwas älter und gehören dem Übergang Campanien/Maastrichtien an. Die Ablagerung ist in einem ruhigen Becken ohne turbiditischen Einfluss erfolgt und zeigt wie der kalkige Mergel der oberen Abteilung der Langenegg-Formation pelagische Hintergrundsedimentation an.

## QUARTÄR

(inkl. ?Pliozän)

Aufgrund ihrer Entstehungsgeschichte und räumlichen Verbreitung lassen sich bei den quartären Ablagerungen zwei Bereiche unterscheiden: Die Talflanken und Gebirgszüge weisen eine meist geringmächtige, spätglaziale bis holozäne Lockergesteinsbedeckung auf. In den Talebenen der Thur, der Seez und der Linth sowie im Gebiet des Walensees treten dagegen mächtige Talfüllungen und Ablagerungen pleistozäner und hauptsächlich holozäner Entstehung auf. Generelle Beschreibungen zur regionalen Landschaftsentwicklung im Quartär finden sich u.a. bei HANTKE (1980), KELLER (1988), MÜLLER (1993, 1994), SCHINDLER (2004) und KELLER & KRAYSS (2005).

Die Entstehung der Seez- und Walenseetalung ist das Ergebnis mehrfacher glazialer Übertiefung mit wiederholter Ausräumung älterer Talfüllungen und deren jüngste, im Wesentlichen postglaziale Auffüllung mit Lockergesteinen. Diese Talanlage existierte bereits zur Zeit der Deckenschotter und bildete den damaligen Rheinlauf. Die vereinigten Ostrhein und Westrhein flossen von Sargans in Richtung Westen auf einer (heutigen) Höhe von etwa 665 m ü.M. (PFIFFNER 2019). Der Verlauf der Felsoberfläche ist bisher nur lückenhaft bekannt. Die bisherigen Darstellungen der Felsoberfläche stützen sich insbesondere auf seismische Untersuchungen (FINCKH et al. 1984). Gemäss der Darstellung der Felsisohypsen von MÜLLER (1993) nimmt die Tiefe des Felstrogs im Seeztal zwischen Flums und Walenstadt zu und unterschreitet eine Kote von 200 m ü.M. WILDI (1984) nimmt im zentralen Teil des Walensees eine beckenartige Vertiefung der Felsoberfläche bis auf eine Kote von 30 m ü.M. an, LAMBERT (1984) geht sogar von einer tiefsten Stelle im Walensee bei -40 m ü.M. aus. Auch das Thurtal im oberen Toggenburg ist durch glaziale Übertiefung geprägt. Aus EWS-Bohrungen ist bei Starkenbach eine Lockergesteinsmächtigkeit von bis über 100 m dokumentiert.

Ausserhalb der Talebenen besteht das Quartär aus den älteren, glazial abgelagerten oder glazial überformten Bildungen des Pleistozäns – meist Grundmoräne des Bündner Gletschers (ehem. Rheingletscher, SCHLÜCHTER 2009) und des

Thurgletschers sowie Moränen der Lokalgletscher – und den jüngeren, postglazialen Bildungen des Holozäns, wo gravitativ bedingte Ablagerungen wie Hangschutt und Trockenschuttkegel dominieren.

## Pleistozän

### *(?Pliozän –) Frühes Pleistozän*

Im Kartengebiet existieren nur an wenigen Stellen pleistozäne Ablagerungen, die älter als letzteiszeitlich sind. Die ältesten Relikte stellen dabei die Ofenloch-Sedimente dar, eine Karsthöhlenfüllung an der Südflanke der Churfirsten, die wahrscheinlich im Frühen Pleistozän – möglicherweise bereits im Pliozän – entstand (MÜLLER 1993). Weitere präletzteiszeitliche, mittelpleistozäne Ablagerungen finden sich südwestlich des Walensees mit dem Walenberg-Schotter und der Schieferkohle von Winden<sup>4</sup> sowie den in Bohrungen angetroffenen Seebodensedimenten von Teufwinkel bei Mühlehorn (SCHINDLER et al. 1985, SCHINDLER 2004).

#### **pl-q<sub>1</sub> Karstfüllung (Ofenloch-Sedimente)**

An der südlichen Talflanke des Leistchamms befindet sich das Ofenloch (bei Koord. 734.800/221.870) oberhalb von Quinten auf rund 655 m ü.M. Es handelt sich dabei um den Portalbereich einer Höhle eines fossilen Karstsystems im Kalk der Quinten-Formation. Die Karsthöhle weist eine Lockergesteinsfüllung bis zum Höhlendach auf. In diese Sedimentabfolge war durch eine Gruppe Höhlenforscher ein künstlicher Stollen von über 35 m Länge gegraben worden, um herauszufinden, ob sich im hinteren Teil der Höhle ausgedehntere Hohlräume befinden würden. Ausgehend von diesem Stand wurden die Ofenloch-Sedimente (Fig. 8) untersucht (MÜLLER 1993, 1994). Es konnten in der aufgeschlossenen Abfolge drei Einheiten unterschieden werden: Unten liegt eine Einheit mit laminiertem Ton, Silt und Feinsand. Darüber folgt mit erosivem Kontakt eine Einheit aus glaukonithaltigem, siltigem Sand mit Sturztrümmern aus Kalk der Quinten-Formation. Als oberste Einheit tritt bis zum Höhlendach eine nur wenige Zentimeter dicke Lage aus gellichem Ton auf. Die unterste Einheit wurde als fossile Höhlenseeablagerung in ruhigem Milieu interpretiert. Die folgende Einheit zeigt dagegen eine erhöhte Wasserzufuhr und aufgrund des vorhandenen Glaukonitsands allenfalls auch ein erweitertes Einzugsgebiet des Karstsystems an. Bei der obersten Einheit wird angenommen, dass sich nach einem zwischenzeitlichen Verstopfen der Höhle wieder kleinere Hohlräume bildeten, in denen sich Feinanteile aus dem zirkulierenden Kluftwasser absetzen konnten. In der Sedimentabfolge wurden Dolomit-, Quarz-

<sup>4</sup> Der Name existiert in neueren topographischen Karten nicht mehr. Die genannte Lokalität liegt bei Koord. 725.120/219.570.

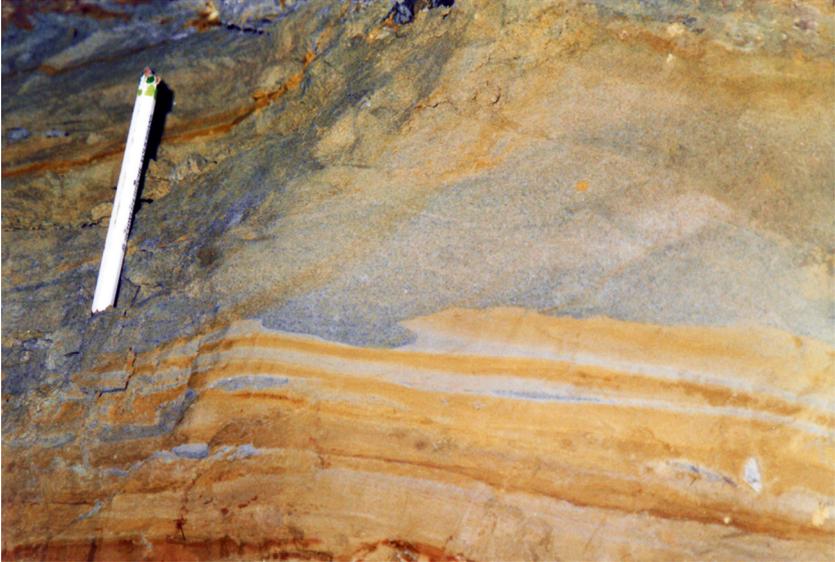


Fig. 8: Höhlensedimente im Ofenloch (bei Koord. 734.800/221.870). Zu sehen sind die beiden unteren Einheiten: laminiertes Ton, Silt und Feinsand, gefolgt von siltigem Sand mit Kalk-Sturztrümmern. Foto B. Müller, 1992.

und Pyritkristalle sowie Eisenoxid-Verkrustungen festgestellt, die als authigen bzw. diagenetisch interpretiert wurden (MÜLLER 1993).

Zur geochronologischen Einstufung der Sedimente wurden u.a. paläomagnetische Datierungen und Pollenuntersuchungen durchgeführt, wobei die zeitliche Zuordnung mit Unsicherheiten behaftet bleibt. Sehr wahrscheinlich entstanden die Sedimente im Frühen Pleistozän vor über 780000 Jahren; möglich wäre auch eine noch frühere Entstehung im Pliozän. Damit handelt es sich wohl um das älteste paläomagnetisch datierte Höhlensediment in der Schweiz (SCNAT 2012). MÜLLER (1993) nimmt an, dass sich zur Zeit der Entstehung und Verfüllung des Karstsystems das Vorflutniveau etwa auf Höhe des Ofenlochs befand. Aufgrund der nachträglichen Hebungen (unter der Annahme von kontinuierlich ca. 0,65 mm/a, vgl. SCHLATTER 2014) entspricht dieses Niveau jedoch nicht der heutigen absoluten Höhe und könnte auf 150 m ü.M. oder tiefer gelegen haben. Dies würde sogar einem Niveau unterhalb der damaligen Vorflut entsprechen. Möglicherweise handelt es sich hier um ein sehr altes, bruchgebundenes Karstsystem, das während des (?Pliozän-) Pleistozäns mit Wasser gefüllt wurde.

***Mittleres Pleistozän [«Präwürm»]***

### **q<sub>sw</sub> Walenberg-Schotter**

Am Fuss der rechten Talflanke des Linthtals befindet sich im Gebiet von Walenberg ein Schottervorkommen (Fig. 9). Die Aufschlüsse dieses Walenberg-Schotters können knapp über der Talebene von rund 430 m ü.M. bis auf ca. 550 m ü.M. verfolgt werden. Der Walenberg-Schotter ist teilweise verkittet; generelle Beschreibungen finden sich in JEANNET (1923), OBERHOLZER (1933), OCHSNER (1975) und SCHINDLER (2004).

Es lassen sich zwei Einheiten unterscheiden: Unterhalb von Kote 470 m ü.M. liegen 20–30° nach Osten einfallende Schichten aus eher feinkörnigen Kiesen mit reichlich bis viel Sand und wenig Feinanteilen vor. Der Sortierungsgrad ist niedrig bis mässig, der Rundungsgrad mittel (kantengerundete bis gerundete Komponenten). Oberhalb der Kote 470 m ü.M. wird die Schichtung undeutlich, und es treten zunehmend grobkörnige Ablagerungen mit z.T. mehrere Meter grossen Blöcken auf. Mit vorwiegend kantigen Kieskomponenten zeigt sich ein geringerer Rundungsgrad als bei der unteren Einheit. Die Komponenten bestehen weitestgehend aus lokalen Gesteinen. Gemäss JEANNET (1923) und OBERHOLZER (1933) handelt es sich um Kalke der Betlis- und der Seewen-Formation. Flyschsandsteine oder Kristallingesteine fehlen, bei den Kiesgeröllen treten ganz vereinzelt Verrucano-Komponenten auf. Von SCHINDLER (2004) wird die Abfolge des Schotters bis mindestens 470 m ü.M. als Delta-Foresets eines lokalen Bachs unterhalb des Seespiegels gedeutet; die obere Einheit dagegen als Delta-Topsets oder Bachschuttfächer mit Murgangablagerungen. Die Schüttungen erfolgten somit ausserhalb des vergletscherten Bereichs in einen grossen See, dessen Spiegelhöhe von SCHINDLER (2004) ohne genauere Begründung zwischen 490 und 545 m ü.M. eingegrenzt wurde. Aufgrund der stellenweise beobachteten Bedeckung mit einer Grundmoräne (Linth- und Rheingletscherkomponenten) und der mutmasslichen stratigraphischen Lage unter der Schieferkohle von Winden (JEANNET 1923, SCHINDLER 2004) ist ein präletzzeitliches Entstehungsalter des Walenberg-Schotters anzunehmen. SCHINDLER (2004, Tab. 3a, b) korreliert den Walenberg-Schotter mit dem Interlazial von Meikirch.

### **q<sub>c</sub> Schieferkohle von Winden**

Auf einer kleinen Geländeterrasse im Gebiet von Winden (bei Koord. 725.120/219.570 unmittelbar südlich der Aufschlüsse des Walenberg-Schotters) wurde schon früh ein Vorkommen von Schieferkohle entdeckt (A. Escher in JEANNET 1923). Die Aufschlussverhältnisse waren zu Beginn des 20. Jh. offenbar so schlecht, dass die Schieferkohle nur vereinzelt bei Rutschungsanrissen im vernässten Gebiet angetroffen werden konnte. 1943 erfolgten geologische Erkundungen und gleichzeitige Abbauersuche der Schieferkohle (BRAENDLIN 1943). Bei den Abbauersuchen wurden wenige Dutzend Kubikmeter Kohle aus dem Vorkommen in



Fig. 9: Aufschluss des verkitteten Walenberg-Schotters (bei Koord.ca.725.230/219.730). Der schrägschichtete Schotter (Schichtfallen ca. 25° gegen E) enthält wenig grobe Kieskomponenten und Steine in einer sandig-feinkiesigen Matrix. SCHINDLER (2004) interpretiert diese untere Abfolge des Walenberg-Schottes als Deltaablagerung eines Lokalbachs. Foto P. Bissig, 2018.

der verrutschten Masse abgebaut. Heute (Stand 2017) sind im Bereich der verzeichneten Aufschlüsse gemäss Karte – etwa auf Kote 560 m ü.M. – keine Schieferkohlenaufschlüsse mehr erkennbar.

Die detaillierteste lithologische Beschreibung der Schieferkohle erfolgte aufgrund von Beobachtungen von J. Oberholzer und A. Jeannet in JEANNET (1923). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von Lehm mit mehreren rund 10–30 cm mächtigen Kohlelagen (Gesamtmächtigkeit meist >1 m). Die Kohle enthält viele Holzreste (OBERHOLZER 1933). LÜDI (1953) untersuchte ein Pollenprofil, in dem er vorwiegend Pollen von Koniferen sowie von *Alnus* (Erle) und *Betula* (Birke) fand; er schloss daraus auf eine interglaziale Entstehung der Kohle. SCHINDLER (2004) stellte sie daher in das Interglazial von Meikirch.

Ein stratigraphischer Kontakt zum Walenberg-Schotter im Liegenden konnte nicht beobachtet werden; von JEANNET (1923) und OBERHOLZER (1933) wurde eine dazwischengeschaltete Moränenschicht vermutet. Die Aufnahmen von BRAENDLIN (1943) deuten eher auf feinkörnige, tonige Sedimente am Übergang zum Walenberg-Schotter. Die durch Rutschungsprozesse gestörte Abfolge erlaubt aber keine

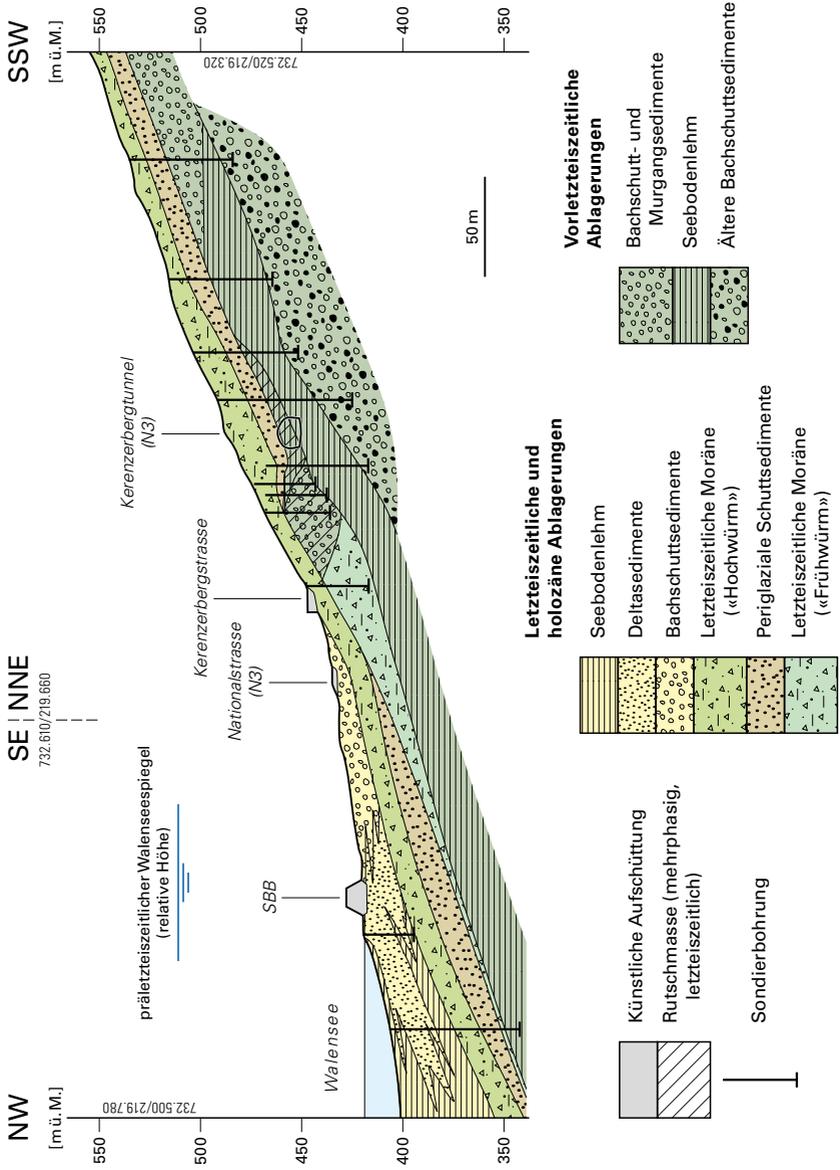
eindeutigen Aussagen. Gesichert ist dagegen die Überlagerung der Schieferkohlenabfolge durch eine Grundmoräne, die auch diskordant über dem Walenberg-Schotter liegt und Komponenten sowohl des Linthgletschers als auch des Bündner Gletschers enthält.

#### **q<sub>t</sub> Seebodensedimente von Tiefenwinkel**

Im Zusammenhang mit geologischen Abklärungen für den Kerenzerbergtunnel der Nationalstrasse N3 wurden Sondierbohrungen durchgeführt, die im Gebiet Tiefenwinkel (Teufwinkel gemäss Karte) rund 1 km östlich von Mühlehorn eine über 70 m mächtige, glazial vorbelastete Lockergesteinsabfolge erschlossen (SCHINDLER et al. 1985, SCHINDLER 2004). In dieser Abfolge tritt Seebodenlehm auf. Vergleichbarer Seebodenlehm wurde auch in Sondierungen weiter gegen Osten bis zum Westportal des Murg-Tunnels der N3 angetroffen; als vereinzelte isolierte Vorkommen in Sondierungen sogar bis Gurbs bei Mols. Gemäss dem Querprofil von SCHINDLER et al. (1985) können folgende Einheiten in der Schichtabfolge von unten nach oben unterschieden werden (Fig. 10):

- *Alter Bachschutt*: siltiger Sand mit Kies und typischer rötlicher Farbe.
- *Seebodenlehm*: Wechsellagerung von Silt und tonigem Silt, jeweils mit wenig Feinsand. Hart gelagerte, horizontal feingeschichtete und vorwiegend grau gefärbte Sedimente. Tiefste Aufschlüsse auf Kote 340 m ü.M., höchste Aufschlüsse um Kote 500 m ü.M. Fund eines Höhlenbärschädels im Kerenzerbergtunnel.
- *Feinkörniger Bachschutt und Murgangsedimente* wurden oberhalb von Kote 500 m ü.M. über Seebodenlehm abgelagert. Bestehend aus rotbraunem Silt und Sand, z.T. mit Kieslagen und Steinen sowie Blöcken.
- *Moräne*: über einer Diskordanz im tieferen Teil des Profils angetroffene glaziale Sedimente mit Findlingen und wallartiger Form. Von SCHINDLER (2004) als letzteiszeitliche Seitenmoräne interpretiert.
- *Rutschmasse*: hangseits der Moräne erschlossene, verstellte und hart gelagerte Schichtabfolge aus Bachablagerungen und Seebodenlehm.
- *Periglaziale Schuttbildungen*: über der Rutschmasse liegende rotbraune Abfolge aus Silt und Sand mit etwas Ton sowie teilweise mit kantigem Kies. Im Fussgebiet der Schuttbildungen vermehrt kiesige Lagen mit Steinen und Blöcken.
- *Moräne*: durchgehend aufliegende Schicht aus Kies, Steinen und Blöcken in siltig-sandiger Grundmasse. Die Komponenten bestehen hauptsächlich aus Material der Südflanke der Seez-Walensee-Talung; untergeordnet treten auch kristalline Gesteine aus dem Einzugsgebiet des Bündner Gletschers auf.
- *Junge Bachschutt-, Delta- und Seebablagerungen*: unterhalb einer Kote von 440 m ü.M. abgelagerte Abfolge aus Bachschutt- bzw. Deltaablagerungen des Rotbachs, die unterhalb des Seespiegels mit Seebodenlehm verzahnt sind.

Der Seebodenlehm besteht aus feinkörnigen, tonig-siltigen Sedimenten mit wenig Feinsand und ungefähr horizontaler Lagerung. Dominant ist eine graue Färbung; rot gefärbte dünne Lagen, die auf einen Einfluss lokaler Bäche hinweisen, sind eher selten. AMMANN (1988) untersuchte die Siltfraktion der Sedimente



und interpretierte deren Herkunftsgebiet als vorwiegend aus dem Seeztal stammend, in zweiter Linie auch aus dem Einzugsgebiet der Linth. Der Einfluss der lokalen Bäche wurde als gering beurteilt. Der Seebodenlehm erreicht eine grosse Mächtigkeit und wurde zwischen Kote 340 m ü.M. und 500 m ü.M., d.h. bis 80 m über dem heutigen Walenseespiegel, erschlossen. Aufgrund der glazialen Vorbelastung und der beschriebenen Schichtabfolge sind die Seebodensedimente sicher älter als letzteiszeitlich. Vermutlich dehnte sich der See zu jener Zeit im Gebiet zwischen Zürichsee, Bodensee und bis über Chur hinaus aus (MÜLLER 1995). Nach SCHINDLER (2004, Tab. 3a, b) bestehen zwei Varianten der zeitlichen Einordnung der Seebodenlehme: Entweder handelt es sich um Ablagerungen während des Interglazials von Meikirch (240–185 ka) – analog zum Walenberg-Schotter – oder sie sind jünger und der Vorletzten Eiszeit (Beringen-Eiszeit) am Übergang zum Eem-Interglazial (130–115 ka) zuzuordnen. Auf jeden Fall erstaunlich ist die heutige hohe Obergrenze der Seebodensedimente um 500 m ü.M., die als Höhe des interglazialen Walenseespiegels interpretiert wird. Unter Berücksichtigung der Hebungsraten im alpinen Raum im Vergleich zum Mittelland (0,65 mm/a, SCHLATTER 2014) kann die damalige Wasserspiegellage auf rund 360 m ü.M. oder 420 m ü.M. geschätzt werden.

### *Spätes Pleistozän*

#### **q<sub>4c</sub> Schieferkohle von Murg**

Rund 1 km westlich von Murg wurden beim Nationalstrassenbau in Sondierbohrungen lokale Vorkommen von Schieferkohle angetroffen. Es handelt sich dabei um zwei Horizonte mit Schieferkohle mit einer Mächtigkeit von bis zu 3 m in Wechsellagerung mit Sand und Silt (SCHINDLER et al. 1985). Aus einem Pollenprofil wurde auf eine Dominanz von Fichtenpollen geschlossen. Die Schieferkohlenvorkommen befinden sich auf Koten zwischen rund 425 und 440 m ü.M. und überlagern eine Abfolge aus Seebodenlehm mit diskordanter Auflage von Moräne des Bündner Gletschers und periglazialen Silt und Sand. Die Verdoppelung der angetroffenen Schieferkohlenhorizonte ist eventuell durch eine glaziale Verschüfung bedingt. SCHINDLER et al. (1985) und SCHINDLER (2004) stellen die Entstehung der Schieferkohle in die Letzte Eiszeit (Birrfeld-Eiszeit). Gestützt auf <sup>14</sup>C-Altersbestimmungen und das interstadial geprägte Pollenprofil vergleicht SCHINDLER (2004, Tab. 3a, b) es zeitlich mit dem quartärgeologisch bekannten Interstadialkomplex von Gossau. Im Einklang mit dieser Interpretation folgt über der Schieferkohle eine bis über 20 m mächtige Moräne des Bündner Gletschers.

#### **q<sub>4m</sub> Moräne des Bündner Gletschers [Rheingletscher]**

---

Fig. 10: Querprofil der Lockergesteinsabfolge von Tiefenwinkel, rund 1 km östlich von Mühlehorn, verändert nach SCHINDLER et al. (1985). Für Details siehe Text.

### *Moräne des Bündner Gletschers im Toggenburg*

Obwohl auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden, treten im Kartengebiet Moränen und Erratiker des Bündner Gletschers vereinzelt im Gebiet des Thurtals bzw. des oberen Toggenburgs auf. Zu erwähnen ist insbesondere die Muldenlage zwischen Neuenalp und Rietegg, die sich weiter gegen Osten zum Gräppelensee erstreckt (Atlasblatt 141 Nesslau). In dieser Zone wurden in Moränen kristalline Gesteine, Flyschgesteine und Nummulitenkalke beschrieben, die dem Herkunftsgebiet des Bündner Gletschers zuzuordnen sind (TAPPOLET 1922). Spätere Autoren (HANTKE 1967, KELLER 1988, ZAUGG & LÖPFE 2011) haben diese Ablagerungen als Bündner Gletschermoräne interpretiert, wobei beim letzteiszeitlichen Maximalstand ein Seitenarm des Bündner Gletschers über die Mulde von Wildhaus gegen Westen vordrang. Weitere Einflüsse des Rheingletschers westlich von Wildhaus wurden durch die Beobachtungen von FREY (1916) dokumentiert. So wurden in Moränenaufschlüssen in der Nähe der Wildhauser Thur lokal verbreitet kristalline Komponenten und Verrucano bis in das Gebiet Chlostobel-Frühweid südlich von Unterwasser festgestellt. Weiter talabwärts treten Komponenten aus dem Einzugsgebiet des Bündner Gletschers dagegen praktisch nicht mehr auf. Mit der letzteiszeitlichen Vergletscherung und dem Zusammenspiel von Bündner Gletscher, Säntis-Thurgletscher und Lokalvergletscherung der Churfirtenabdachung haben sich insbesondere HANTKE (1967, 1980) und KELLER (1988) beschäftigt. Das damalige Eisstromnetz und die späteiszeitlichen Rückzugsstände konnten jedoch im Kartengebiet wegen den lückenhaften Moränen und dem Fehlen von eindeutigen Eisrandlagen mit Moränenwällen nicht umfassend rekonstruiert werden.

### *Moräne des Bündner Gletschers in der Talung des Walensees*

Moränen des Bündner Gletschers sind an den Talflanken des Seetzals und des anschliessenden Walensees verbreitet vorhanden. Auf der südlichen Talflanke handelt es sich dabei zumeist um die tieferen Lagen unterhalb von rund 700–1000 m ü.M. Auf der nördlichen Talflanke sind die Moränen nicht durchgehend vorhanden; verbreitet sind sie am Walenstadtberg und in der Amdener Mulde, wo sie bis auf über 1200 m ü.M. reichen. Die Moränenablagerungen werden generell dem letzteiszeitlichen Maximum (LGM) zugeordnet. Im Allgemeinen handelt es sich dabei um Grundmoräne (Till), die in der Regel aus einer feinkörnigen Grundmasse mit unterschiedlichen Anteilen der Sand-, Kies- und Steinfraction besteht. Verstreut treten in den Moränen erratische Blöcke auf. In Abweichung zur Kartierung des Atlasblatts Walensee (HERB & FRANKS-DOLLFUS 2003) haben HEIM & OBERHOLZER (1907), HEIM (1917) und OBERHOLZER (1933) gebietsweise eine Moräne des Walenseegletschers ausgeschieden. Diese Ausscheidung beruht auf Beobachtungen zur lithologischen Zusammensetzung der jeweiligen Moränenablage-

rungen. Typischerweise fehlen in der «Moräne des Walenseegletschers» kristalline Komponenten aus dem Einzugsgebiet der Bündner Alpen und es treten vorwiegend Gesteine aus den talaufwärts einmündenden Seitentälern aus dem Gebiet Tamina bis Schilstal auf (s. nachfolgender Abschnitt). Nach heutiger Bezeichnung werden diese Ablagerungen der Moräne des Linth-Arms des Bündner Gletschers zugeordnet (gemäss SCHLÜCHTER 2009), der einen Seitenarm des Eisstromsystems von der Talgabelung bei Sargans über das Seez-/Walenseetal bis zum Zusammenfluss mit dem Linthgletscher bildete. In diesem Seitenarm war offenbar der Eintrag von lokalem Geschiebe, vor allem durch die südlich einmündenden Lokalgletscher, von grosser Bedeutung. Generell finden sich im Kartengebiet selten deutliche Moränenwälle des Bündner Gletschers und insbesondere kaum solche, die eindeutig Seitenmoränen zugeordnet werden könnten. Somit sind im Gebiet des Walensees keine markanten Eisrandlagen der Rückzugstadien des Bündner Gletschers dokumentiert. Nach HEIM (1917) und OBERHOLZER (1933) können die Moränenablagerungen in der Talung des Walensees aufgrund ihrer Gesteinskomponenten wie folgt differenziert werden (von N nach S):

- *Moräne des Bündner Gletschers* auf der Nordseite des Walensees: Entsprechende Moränen sind insbesondere in der Mulde von Amden und an der Talflanke vom Walenstadtberg nach Walenstadt vorhanden. Bei Amden werden Grundmoränenvorkommen mit Auftreten von alpinen kristallinen Gesteinen und Verrucano beschrieben. In diesem Gebiet wurde auch eine allmähliche Abnahme von Komponenten des Bündner Gletschers in Moränen der höheren Hanglagen und ein fliessender Übergang zur Lokalmoräne beobachtet. Diese Zone wurde als verschürfte und von den Lokalgletschern nach dem Rückzug des Bündner Gletschers umgearbeitete Moräne interpretiert. Am Walenstadtberg liegen ähnliche Verhältnisse vor; in der Moräne des Bündner Gletschers wurden dort bei den Erratikern verhältnismässig häufig alpine Kristallingesteine angetroffen, Verrucano dagegen nur wenig.
- *«Moräne des Walenseegletschers»* bei der Terrasse von Betlis: Die Moräne der Terrasse von Betlis weist Verrucano und Trias-Gesteine auf, jedoch offenbar keine Komponenten aus dem Herkunftsgebiet des Bündner Gletschers. Daher wurde sie dem Walenseegletscher zugeordnet.
- *Moräne des Bündner Gletschers* auf der Südseite des Walensees: Die Moränen der tieferen Hanglagen führen verhältnismässig wenig alpine kristalline Gesteine, dagegen viel Verrucano sowie triassische Gesteine und Flyschgesteine aus dem regionalen Einzugsgebiet der talaufwärts einmündenden Seitentäler.
- *«Moräne des Walenseegletschers»* in Höhenlagen zwischen 600–900 m ü.M.: Im Gebiet der Geländeterrasse von Beglingen über Filzbach bis Obstalden und am Hang südlich von Quarten wurde in der Moräne weder alpines Kristallin noch Gesteine aus den südlichen Tälern der Lokalgletscher festgestellt. Dagegen findet sich viel ortsfremdes Material, wie Verrucano (insbesondere bei den Erratikern), triassische Gesteine und Flyschgesteine aus den talaufwärts einmündenden Seitentälern. Somit wurden diese Moränen ebenfalls dem Walenseegletscher zugeschrieben. Ausser der Zone südlich von Quarten, die im Kartengebiet als Lokalmoräne interpretiert wurde, ist dieses Gebiet gesamthaft der Moräne des Bündner Gletschers zugeordnet worden.

## q<sub>1</sub> Lokalmoräne

Während des letzteiszeitlichen Maximums bestand im Kartengebiet ein flächendeckendes Eisstromnetz, aus dem nur die höheren Gipfel von Speer, Mattstock-Gruppe und Churfirten herausragten (Höhenlagen von über 1600–1700 m ü.M., SCHLÜCHTER 2009). In diesen Gipfellen existierten lokale Gletscher, die ursprünglich mit der grossen Eismasse zusammenhängen und sich beim anschliessenden Rückzug der Talgletscher selbständig machten. Spätglazial erfolgten Vorstossphasen der Lokalgletscher (u. a. KELLER 1988, KELLER & KRAYSS 2005), wobei teilweise auch Moräne des Bündner Gletschers überfahren wurde, so z. B. bei Amden (HEIM 1917). Diese Lokalgletscher wiesen insgesamt bedeutende Ausmasse auf, was durch die im gesamten Kartengebiet verbreitet vorhandenen Lokalmoränen dokumentiert wird. Die Lokalmoränen sind durch das Auftreten von lokalen Gesteinskomponenten aus dem unmittelbaren Einzugsgebiet charakterisiert.

#### *Lokalvergletscherung im Speer-Mattstock-Gebiet*

Die Lokalvergletscherung im Speergebiet wurde durch KELLER (1988) beschrieben. Nach seinen Beobachtungen lässt sich insbesondere im Ijental – einem Hochtal nordöstlich des Speers – eine glazial geprägte Trogform und eine Abfolge von verschiedener Eisrandlagen mit Moränenwällen erkennen. Es werden vier voneinander unterscheidbare Eisrandlagen unterschieden, wobei beim höchstem Stand noch eine Eisverbindung zum Thurgletscher angenommen wird, die durch die Terrassen von Schönenboden (Atlasblatt 141 Nessler) belegt wird. Im übrigen Speergebiet ist der Formenschatz der Lokalmoränen weniger deutlich ausgebildet. Zu erwähnen sind nur die markanten Moränenwallstaffeln bei Vorderwengi im Wängital, die auf rund 1100 m ü.M. einen späteiszeitlichen Lokalgletscherstand dokumentieren.

Die von der Gipfelregion der Mattstock-Gruppe ausgehende Lokalvergletscherung hat insbesondere an deren Nordseite Moränen und Blockstreu aus den alpinen Kalkgesteinen hinterlassen. KELLER (1988) unterscheidet wie im Speergebiet vier Eisrandlagen, wobei diese hier teils mit Moränenwällen, teils auch nur mit Blockstreu dokumentiert sind.

#### *Lokalvergletscherung im Thurtal*

Im Thurtal sind zwischen Stein und Wildhaus in den tieferen Hanglagen verbreitet Moränen vorhanden. Diese Moränen werden im Wesentlichen der Lokalvergletscherung des Thurtals bzw. oberen Toggenburgs zugeschrieben, die sich aus Gletschern der nördlichen Talflanke, insbesondere der Säntisthur, und Gletschern der Churfirten-Nordabdachung sowie untergeordnet und nur zeitweise auch aus Eiszuflüssen aus dem Rheintal zusammensetzte (s. Abschnitt Moräne des Bündner Gletschers). Der Thurgletscher löste sich im Spätglazial auf, wobei hauptsächlich die Vergletscherung der Churfirten noch zur Speisung eines in der Talmulde verbliebenen Gletschers beitrug (KELLER 1988). Nach HANTKE (1967) sind die Mo-

ränen und Wälle an der Südflanke des oberen Thurtals, z. B. bei Büchel, Sandloch und Hummersboden sowie südlich von Alt. St. Johann und Unterwasser, durch spätglaziale Stände der Churfürsten-Lokalglatscher geprägt. FREY (1916) erwähnt in dieser Zone die Zusammensetzung der Moräne aus «Churfürstenmaterial». In mittleren und höheren Lagen der Churfürsten-Nordabdachung fehlen Moränen weitgehend. In den höchsten Lagen, zwischen Brisi, Zustoll und Schibenstoll, bestehen am Ende von schuttgefüllten Felsmulden auf über 1800 m ü. M. Moränenwälle. Diese sind als späte Endmoränenstände von lokalen Kargletschern zu deuten, die zwischen den Gipfelaufbauten der Churfürsten existierten.

#### *Lokalvergletscherung im Gebiet des Walensees*

An den Südhängen der Churfürsten konnte sich während der Letzten Eiszeit aufgrund der steilen Hanglage und der südlichen Exposition keine bedeutende Lokalvergletscherung bilden (HEIM 1917). Lokalmoränen treten allerdings in mittleren Höhenlagen verbreitet auf, so im Gebiet östlich von Schwaldis zwischen Walenstadtberg und den Felswänden der Churfürsten.

Von OBERHOLZER (1933) wurden Lokalmoränen der Gletscher südlich des Kerenzbergs sowie der Täler des Meerenbachs, Rötibachs, Murgbachs und des Talkessels südlich von Oberterzen bezüglich ihrer lithologischen Zusammensetzung und morphologischen Gestaltung beschrieben. Namentlich zu erwähnen sind in diesem Zusammenhang die gut erhaltenen gestaffelten Moränenwälle, die zwischen Meerenbach und Katzenboden ungefähr in nördlicher Richtung verlaufen und als Seitenmoränen des Meerenbachgletschers zu deuten sind, sowie die bis zum Walensee bei Murg reichenden Lokalmoränenablagerungen des Murggletschers. Verbreitet treten auf dieser Moränendecke aufliegende oder eingebettete Blöcke von rotem Verrucano auf, häufig mit Grössen von 100–1000 m<sup>3</sup> (OBERHOLZER 1933, HANTKE 1980). Die Blöcke können als vom Gletscher spätglazial verfrachtetes Bergsturzmaterial interpretiert werden.

### **Holozän**

#### **Tiefgründige Verwitterungsböden**

Im Gebiet des Atlasblatts Walensee wurden insbesondere im Verbreitungsgebiet von Flyschgesteinen z.T. grössere Flächen mit tiefgründigen Verwitterungsböden ausgeschieden. Solche Flächen treten beispielsweise in der Muldenlage nordöstlich der Mattstock-Gruppe bis an die Abhänge von Schär und Goggeien auf. Zwischen Arvenbüel, Vorderhöhi und Leistbach liegt in der tektonischen Muldenlage mit Flyschgesteinen eine noch grössere Zone mit Verwitterungsböden vor. Weitere lokal kartierte Vorkommen von tiefgründigen Verwitterungsböden bestehen östlich von Unterwasser über Gesteinen der Wildhaus-Schuppenzone und vereinzelt auch auf Molassegesteinen. Typischerweise treten tiefgründige Verwitte-

rungsböden über verwitterungsanfälligen, tonhaltigen Ausgangsgesteinen mit geringer glazialer Überprägung auf. Im Kartengebiet umfassen die ausgeschiedenen Flächen häufig einzelne kleine Felsaufschlüsse mit unterschiedlichen Flyschgesteinen. Bei Flächen, die neben verwittertem Gesteinsmaterial stellenweise eine sehr geringmächtige Moränenbedeckung aufweisen, kann die geologische Interpretation unterschiedlich erfolgen. So könnte die Fläche der Verwitterungsböden östlich von Unterwasser auch der Lokalmoräne zugeordnet werden, wie dies weiter östlich im Gebiet des Atlasblatts Buchs der Fall ist.

### **Sackungsmassen**

Sackungsmassen treten in unterschiedlichen Gesteinsformationen auf. Relativ häufig sind kleinere bis mittelgrosse Sackungsmassen in der Subalpinen Molasse auf den südlichen Abhängen des Speergebiets zu finden. Diese betreffen nach Südosten einfallende Gesteinseinheiten der Unteren Süsswassermolasse (Speerschichten mit Nagelfluhbänken und Mergel); aufzuführen ist insbesondere das Gebiet mit mehreren Sackungsmassen zwischen Heumoserhöchi (bei Koord. 731.230/229.430) und Wiss Thur, die talseits von Rutschungen überlagert werden. Als weiteres Gebiet mit verbreitet auftretenden Sackungerscheinungen ist eine Zone mit Gesteinen des Helvetischen Kieselkalks im südwestlichen Teil des Kenzerbergs zu erwähnen.

Im südöstlichen Teil des Kartengebiets besteht eine grosse Sackungsmasse zwischen Oberterzen und dem Walensee. Diese umfasst nicht nur Gesteine des Lias (Prodkamm- bis Sexmor-Formation), sondern auch Gesteine der Trias. Gegen Süden dürfte die Begrenzung dieser Sackungsmasse im Gebiet des Talbachs bis knapp über die Kartengebietsgrenze reichen. Die seitliche Begrenzung der Sackungsmasse gegen Westen wird durch die Rinne des Moosbachs gebildet; gegen Osten ist sie durch den Einschnitt des Talbachs definiert. Gemäss der Geländetopographie reicht die Sackungsmasse gegen Norden vermutlich bis über 500 m weit in den Walensee, kann aber aufgrund der Bedeckung mit Seeablagerungen dort nicht genauer begrenzt werden. Kartierte Aufschlüsse der Sackungsmasse bestehen hangseits bei Chnobelboden aus Gesteinen der Trias, weiter talseits zwischen Hamifiu (bei Koord. 738.175/219.165) und der Nationalstrasse aus Gesteinen des Lias. Gemäss Bohrungen und Geländekartierungen, die für den Nationalstrassenbau durchgeführt wurden, ist von einem heterogenen Aufbau der Sackungsmasse auszugehen (STREIFF 1974). In den Aufschlüssen treten unregelmässig gelagerte, grosse Felsblöcke und Felsschollen mit bis über 100 m<sup>3</sup> Volumen in einer siltig-sandigen Grundmasse mit Kies, Steinen und Blöcken auf. In diesem Material wurden auch kleine Hohlräume beobachtet. Gemäss den Bohrungen mit einer Maximaltiefe von 47 m besteht die Masse vorwiegend aus Kies, Steinen und Blöcken, mit bereichsweise hohem Silt- und Sandanteil. In einer Bohrung wurde im Tiefenbereich von 14–25 m kiesiges, teilweise kantengerundetes Material angetroffen, das

Ähnlichkeiten zu Lokalmoräne aufweist. Insgesamt zeigt das Lockergestein der oberen Dekameter der Sackungsmasse eher den Charakter von Bergsturzmateriale als von Sackungsmateriale. Im Gebiet der Nationalstrasse ergaben seismische Untersuchungen (STREIFF 1974) eine Mächtigkeit dieses eher als Bergsturzmateriale zu charakterisierenden Abschnitts von 40–90 m. Darunter folgt bis in rund 140–220 m Tiefe mutmasslich versackter Fels. Oberflächlich weist die Sackungsmasse lokal eine Moränenbedeckung auf; so wurde hangseits Richtung Obererterzen Lokalmoräne kartiert, während die Bedeckung am Hangfuss der Moräne des Bündner Gletschers zugeordnet wurde. Mit dieser glazialen Überprägung ergibt sich für die Entstehung der Sackungsmasse zumindest ein spätglaziales oder noch höheres Alter. Es ist anzunehmen, dass die Sackungsbewegungen und bergsturzartigen Ablagerungen in einer Phase entstanden, als der Walensee zeitweise eisfrei war. Nach der glazialen Überprägung fanden offenbar nur noch vereinzelt sekundäre Sackungsbewegungen statt.

### **Rutschmassen [Rutschgebiete]**

Rutschmassen treten im gesamten Kartengebiet verbreitet auf, bevorzugt in Hanglagen mit Lokalmoränen oder über Gesteinen der Unteren Süsswassermolasse und Flyschgesteinen. Als grösseres Rutschgebiet ist eine Zone bei Heumoos (bei Koord. 731.500/228.850) und Geissegg über versackten Molassegesteinen der Speer-Schichten von Bedeutung. Ein weiteres Gebiet mit häufig auftretenden Rutschungen besteht an den Hängen südwestlich und nordöstlich des Flügenspitz mit tiefgründig verwitterter Felsunterlage, die durch Flyschgesteine dominiert wird.

### **Blockschutt, Hangschutt mit Blockschutt, Blockschutt auf Lokalmoräne**

Blockschuttablagerungen sind unter steilen Felswänden verbreitet vorhanden und treten häufig zusammen mit Hangschutt bzw. am Fuss von Hangschuttablagerungen auf. Der im Murgtal auftretende grobe Blockschutt über Lokalmoräne wird im Abschnitt zur Lokalmoräne beschrieben.

Im Gebiet von Atlasblatt Walensee treten erwähnenswerte Blockschuttablagerungen auf, die wahrscheinlich mit Bergsturzeignissen in Zusammenhang stehen. So wurden von HEIM (1917) zwei Bergsturzaflagerungen aus Molassenagelfluh beschrieben. Eine kleinere Bergsturzmateriale liegt südlich des Plättlispitz bei Gmeindsberg bis Brändliberg, eine grössere Bergsturzmateriale weiter östlich bei Schluchen und Gufler bis zum Flibach und dessen talseitigem Schuttfächer (vgl. auch HEIM 1910). Alb. Heim betrachtete diese Schuttmassen als Resultat postglazialer Nagelfluhbergstürze mit undeutlichen Ausbruchnischen, wobei beim Bergsturz zum Flibach im untersten Teil auch grosse Kreidekalkblöcke abgelagert wurden. Im Gebiet Dürrwald nördlich des Raabergs (Mattstock-Gruppe) wurden zwei

Bergsturزابlagerungen beschrieben. Diese bestehen vorwiegend aus Schrattenkalk und werden hangseits durch jüngere Trockenschuttfächer überlagert. HEIM (1917) hat auch diese Bergstürze als postglazial gedeutet. Ausgehend von den Gipfelaufbauten der Churfürsten liegen an deren Nordseite einzelne Blockschutttablagerungen vor, so die von HEIM (1917) als «Bergstürze» beschriebenen Blockschuttmassen zwischen Glatthamm und Nägeliberg (heute Nägeler) und im obersten Teil des Frümseltals. Bei den zungenartig talseits gestreckten Blockschuttablagerungen nördlich des Brisi und des Schibenstoll ist eine glaziale Verschleppung der Blöcke zu vermuten.

Ein grösseres Felssturzgebiet liegt bei Amden unterhalb des Schwarzbergs (bei Koord. 727.350/222.750), wo sich 1974 insgesamt ca. 100 000 m<sup>3</sup> Gestein in der Schrattenkalk-Formation lösten (JÄCKLI & KEMPF 1975, SCHEIDEGGER 1985). Die Felssturzmasse stürzte in den darunterliegenden Steinbruch Köppel, überdeckte teilweise die Strasse Weesen–Amden und erreichte sogar den Walensee. Der Felssturz wurde durch das Schichtfallen (20–30° gegen SE) und steilstehende, WNW-ESE streichende Brüche begünstigt (JÄCKLI & KEMPF 1975). Bewegungsmessungen ergaben zu Beginn (November 1972) Werte von 2–3 mm/Woche, nach intensiven Niederschlägen 15–25 mm/Woche. Nach 5–7 mm/Woche im Februar 1973 brachte die Schneeschmelze eine neuerliche Beschleunigung auf 20–30 mm/Woche, später auf 100–160 mm/Woche (Dezember 1973). Am frühen Morgen des 21. Januar 1974 ereignete sich dann der 17 Minuten andauernde Felssturz, der sowohl als Kipp- als auch aus Gleitbewegungen resultierte (JÄCKLI & KEMPF 1975).

### **Hangschutt, Trockenschuttkegel**

Hangschuttablagerungen – Hangschuttschleier und Hangschuttkegel – treten verbreitet unter steilen Felswänden auf. Eine bedeutende Zone mit Hangschuttablagerungen stellen die steilen Südwände der Churfürsten dar. Das Schuttmaterial besteht dort hauptsächlich aus den kompetenten Gesteinen des Helvetischen Kieselkalks und des Schrattenkalks. Eine etwas kleinere Zone mit Hangschutt in vergleichbarer geologischer Situation stellen die nördlichen Felswände der Mattstock-Gruppe dar.

### **Bachschuttkegel**

Zahlreiche kleine Bachschuttkegel sind am Ufer des Walensees zu finden, insbesondere an dessen südlicher Seite bei Mühlehorn, Murg und Unterterzen. Diese bestehen aus Bachschuttablagerungen, die ausgangs der Bachrinnen oberhalb des Seespiegels meist kiesdominierte Schuttkegel bilden und als subaquatische Bachschuttkegel unter dem Seespiegel ihre Fortsetzung mit zunehmend feinkörnigerer Zusammensetzung finden. Als grösster Bachschuttkegel in derartiger Lage ist der Schuttkegel des Flibachs bei Weesen zu erwähnen. Im oberen Toggen-

burg treten zwei bedeutende Schuttkegel auf. Sowohl bei Stein als auch bei Starckenbach bilden Bäche aus flyschdominierten Einzugsgebieten wenig geneigte Schuttkegel, die bis in die Talebene der Thur reichen und diese gegen Nordosten abdrängen.

### **Fossile Strandwälle von Hüttenböschchen**

Bei den Strandwällen von Hüttenböschchen südlich von Weesen (bei Koord. ca. 726.100/221.280) handelt es sich um fossile, mittel- bis grobsandige Strandwälle, die in zwei Reihen angeordnet sind. Die längere der beiden Reihen liegt unter dem Seespiegel und markiert somit einen später überfluteten Uferverlauf; die kürzere Reihe befindet sich südöstlich von Hüttenböschchen, wo eine leichte Geländekuppe zeitweise eine Insel bildete (SCHINDLER 2004).

### **Seeablagerungen im Walensee**

Aufgrund seismischer Untersuchungen konnte in der Seemitte die Tiefe der Felsunterlage auf rund 40 m unter Meeresspiegel bestimmt werden, was eine Mächtigkeit der Lockergesteinsfüllung von über 300 m ergibt (LAMBERT 1984). WILDI (1984) nimmt eine maximale Tiefe der Felsoberfläche in der Walenseemitte um Kote 30 m ü.M. an. Über die Zusammensetzung und das Alter des unteren Teils der Lockergesteine bestehen mangels Tiefbohrungen keine Kenntnisse. LAMBERT (1984) hat die jüngsten nacheiszeitlichen Seeablagerungen im Walensee untersucht und auf einer geologischen Karte dargestellt. Demzufolge dominieren in der Achse des Walensees in der zentralen flachen Mulde des Seebodens feingeschichtete tonige bis siltige Seesedimente. Diese weisen grobkörnigere, turbiditische Einschaltungen aus Sand und selten auch Kies auf. Das von der Linth seit der Einleitung in den Walensee eingetragene Gesteinsmaterial dominiert den gesamten westlichen Seeteil. Über rötlichem bis braunem Silt und Ton folgen dort seit der Linthkorrektur graue Sandlagen mit siltigen Zwischenschichten. Die Gebiete mit Zuflüssen aus den Bächen beiderseits des Walensees werden durch morphologisch markante Bachschuttfächer geprägt, die teils oberflächlich ausgebildet sind, in grösserem Umfang jedoch subaquatisch auftreten. Gemäss der Kartierung von LAMBERT (1984) weisen diese meist kiesdominierte zentrale und sandige distale Ablagerungsbereiche auf. Häufig treten in steilen Zonen der Schuttfächer und unterhalb von Felsböschungen kriechende Sedimentmassen auf. Der Beckenrand des Walensees besteht verbreitet aus anstehendem Fels, oft mit steilen Böschungen oder z.T. sogar überhängend. Zu erwähnen ist auch die Beobachtung einer horizontalen Strömung an der Felsoberfläche bei der Halbinsel von Betlis (Stralegg) in über 30 m Tiefe, die als Gletscherschliffspuren interpretiert wurden.

## **a**            **Jüngste Alluvionen**

### *Seeztal*

Die Talfüllung des unteren Seeztals besteht gemäss MÜLLER (1993) vorwiegend aus einer Abfolge von feinkörnigen Seeablagerungen und sandig-kiesigen Ablagerungen der Seez und der Schils. Diese beiden Bäche bildeten Schuttfächer und Deltaablagerungen im Seebecken des Seeztals. Im Gebiet von Blatt Walensee folgen über den feinkörnigen Seeablagerungen etwa ab Kote 320–330 m ü.M. gebietsweise siltig-sandige oder sandig-kiesige Deltaablagerungen und in den obersten 5–15 m feinkörnige Verlandungs- und Überschwemmungssedimente. Diese weisen lokale kiesige Rinnenablagerungen auf.

### *Linthebene*

Über den Aufbau der Lockergesteine der Linthebene am Westende des Walensees bestehen vorwiegend Kenntnisse aus oberflächennahen Bohrungen bis in mehrere Dekameter Tiefe (KLÄY 1969). SCHINDLER (2004) geht von einer Deltaschüttung der Linth aus, die an der Grenze vom Spätglazial zum Holozän nach Ziegelbrücke reichte und den Walensee vom Zürcher Obersee abriegelte. In der Folge entwickelten sich verzweigte Deltasysteme der Linth in Richtung Walensee, die sandig-kiesiges Material ablagerten. Dazwischen wurden in seichten Seebereichen – insbesondere im nördlichen Teil des Beckens – überwiegend siltige Seeablagerungen sedimentiert. Die jüngsten Ablagerungen der Linth erfolgten während und nach der Erstellung des Escherkanals als flächige Kiesschüttungen über dem Seespiegel im Gebiet von Gäsi bis zur heutigen Mündung des Kanals.

### *Talebene der Thur*

In der glazial übertieften Talmulde der Thur im Abschnitt von Unterwasser bis Starkenbach und dem im Fels liegenden Thurdurchbruch bei Burg besteht eine Lockergesteinsfüllung mit einer maximalen Mächtigkeit von mindestens 100 m. Über der Felsoberfläche wurde in Bohrungen verbreitet dicht gelagerter, feinkornreicher Kies mit Sand, Steinen und Blöcken angetroffen. Diese moränenartige Abfolge weist stellenweise Mächtigkeiten von bis zu 50 m auf; es handelt sich vermutlich um glazifluviatile und glaziale Ablagerungen. Im westlichen Teil der Talmulde – ungefähr westlich von Horb – folgen darüber einige dekametermächtige, siltig-feinsandige nacheiszeitliche Seeablagerungen, die vom kiesdominierten Schuttfächer von Starkenbach überlagert werden. Die Alluvialebene der Thur ist hier infolge der Tieferlegung der Erosionsbasis durch Terrassenbildung mit Thur-Schotter und Bachschuttablagerungen geprägt. Die meist kiesige Abfolge ist rund 20–30 m mächtig (Fig. 11).

Bei Stein besteht eine kleine Talebene der Thur am Fuss des Schuttfächers des Dürrenbachs. Gemäss Kenntnissen aus Bohrungen folgt über der Felsober-



Fig. 11: Alluvialebene der Thur (bei Koord. ca. 738.280/227.930). Durch Absenkung der Erosionsbasis liegt das aktuelle Niveau der Thur einige Meter unter einer Terrasse mit Thur-Schotter. Im Hintergrund wallähnliche Geländeform mit Lokalmoränenablagerungen bei Hummersboden. Foto P. Bissig 2017.

fläche Moräne, die aus stark siltigem Sand und Kies mit Steinen besteht. Darüber liegen bis über 25 m mächtige, meist kiesige Ablagerungen (Thur-Schotter).

#### **q<sub>L</sub> Hanglehm**

Vorkommen von Hanglehm sind im Kartengebiet nur an der Talflanke östlich von Unterterzen ausgeschieden. Es handelt sich dabei insbesondere um das Gebiet zwischen Talbach und Ameningen bei Mols, wo Hanglehm in der Umgebung der Nationalstrasse am Fuss von schiefriem Tonstein des Mols-Members und über Moränen auftritt. Gemäss Bohrungen und Beschreibungen aus Untersuchungen zum Nationalstrassenbau (STREIFF 1974) ist der Hanglehm nur geringmächtig und besteht aus tonigem und sandigem Silt teilweise mit Geröllanteilen. Es handelt sich dabei um Verwitterungsprodukte der schiefriem Felsunterlage und um verschwemmtes Moränenmaterial.

### **Torfmoore, Riede, Sümpfe, vernässte Böden**

Gebiete mit Sümpfen und vernässten Böden treten verbreitet über wasserstauenden Lithologien auf. Als grössere Gebiete zu nennen sind die Torfmoore bei Hinter Höhi zwischen der Mattstock-Gruppe und Gulmen und eine Zone mit Torfmoor und Riet bei Arvenbüel (ca. 3 km östlich von Amden). Bereits HEIM (1917) erwähnte das Torfmoor von Hinter Höhi, das mit seiner Fläche von rund 60 ha als bedeutendes Hochmoor gilt. Es liegt über Flyschgesteinen und tiefgründigen Verwitterungsböden. Das Hochmoor von Arvenbüel ist mit rund 8 ha Moorfläche deutlich kleiner und befindet sich in einer nur schwach geneigten Hanglage mit Moränen.

### **Künstliche Aufschüttungen, Auffüllungen**

Unter künstlichen Aufschüttungen versteht man in erster Linie die Dämme entlang des Escherkanals und Aufschüttungen im Zusammenhang mit der Nationalstrasse N3. Daneben wurden ehemalige Abbaugelände z.B. von Lockergestein (südseitig des Escherkanals) mit Aushubmaterial und Bauschutt wieder aufgefüllt.

### **Karstbildungen**

Die bedeutendsten verkarstungsfähigen Gesteine des Kartengebiets sind die Kalke der Schrattenkalk- und der Seewen-Formation, die insbesondere in der Säntis-Decke grossflächig aufgeschlossen sind. Als weiteres bedeutendes verkarstungsfähiges Gestein ist der Kalk der Quinten-Formation aufzuführen – wobei dieser wegen der nur in steilen Felswänden an der Südflanke der Churfirten vorhandenen Aufschlüsse keine wesentlichen Oberflächenkarsterscheinungen aufweist – sowie der Betlis-Kalk und kalkige Gesteine der Garschella-Formation. Nur bedingt verkarstungsfähig ist dagegen der Helvetische Kieselkalk.

Oberflächliche Verkarstungserscheinungen wie Karrenfelder und Dolinen sind verbreitet in Flächen mit Kalk der Schrattenkalk- und Seewen-Formation – teilweise auch in der Garschella-Formation – auf der Nordabdachung der Churfirten vorhanden (BERGER 2001).

Bedeutende und weitverzweigte Karsthöhlensysteme wurden bisher hauptsächlich in der Schrattenkalk-Formation beschrieben. Zu nennen ist das Selun-Höhlensystem mit einer erfassten Gesamtlänge von rund 6400 m und einer Gesamttiefe von rund 500 m. Es bestehen mehrere Eingänge – die z.T. in der Seewen-Formation liegen – mit nachfolgenden tiefen Vertikalschächten in der Schrattenkalk-Formation. Die Köbelishöhle, mit einem imposanten Vertikalschacht von 154 m Tiefe, reicht – ausgehend vom Eingangsbereich in Sandsteinen der Garschella-Formation – über die ganze Schrattenkalk-Formation bis in die Tierwis-Formation (Drusberg-Member) und über eine Verwerfung sogar bis in den Helvetischen Kieselkalk

(WILDBERGER & PREISWERK 1997). Als weitere bedeutende Karsthöhle ist der Sibirschacht zu erwähnen. Dieser wies bis in die 1980er-Jahre einen Eispfropfen im Eingangsschacht auf. Das bisher erforschte Höhlensystem wird durch Vertikal-schächte dominiert und weist eine Gesamttiefe von 330 m auf (WEIDMANN et al. 1997). Der Sibirschacht liegt vollständig im «Unteren Schrattenkalk» und erreicht am Grund des untersten Schachts den Mergel der Tierwis-Formation (Drus-berg-Member).

## TEKTONIK

### Vorbemerkung

Im Zusammenhang mit der Harmonisierung der Datensätze des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 für eine schweizweit einheitliche Darstellung wurde auch die tektonische Nomenklatur überarbeitet. Neue tektonische Bezeichnungen betreffen für das Atlasblatt Walensee die Sedimente des Molassebeckens, die neu Teil des *Abgescherten Nordalpinen Vorlands* sind, da sie lediglich die känozoische Bedeckung ihres tatsächlich abgescherten mesozoischen Substrats sind, das weiter im Nordwesten den Faltenjura aufbaut. Das Helvetikum wird neu in ein Unter-, Ober- und Ultrahelvetikum gegliedert, wobei das Oberhelvetikum die klassischen helvetischen Decken umfasst, die im Kartengebiet eine bedeutende Rolle spielen. Weitere Änderungen werden an den entsprechenden Stellen im Text diskutiert. Die Landesgeologie plant, diese tektonische Neugliederung im Zusammenhang mit der Publikation einer neuen Tektonischen Karte der Schweiz 1:500 000 ausführlich zu dokumentieren.

Im Gebiet von Atlasblatt Walensee ist ein klassischer alpiner Deckenstapel aufgeschlossen, der von der Subalpinen Molasse über die helvetischen Decken bis in die penninischen Decken reicht. In der nachfolgenden Aufzählung sind die Grosseinheiten nach der neuen Nomenklatur bezeichnet, während die einzelnen Decken jene Bezeichnungen tragen, die auf der Karte verzeichnet sind.

Von unten nach oben folgen sich:

#### *Abgeschertes Nordalpines Vorland*

*Subalpine Molasse*, zwei aufgerichtete und überschobene Pakete von hauptsächlich USM-Sedimenten (Speer-Stockberg-Schuppe, Schorhüttenberg-Schuppe).

#### *Unterhelvetikum*

*Subalpine Flysch-Zone* (ehem. Subalpine «Randflysch-Zone»), ein schmales Band von Aufschlüssen, bestehend aus kretazisch-paläogenen Sedimenten, das sich zwischen der Subalpinen Molasse und der Säntis-Decke hinzieht.

*Chapfenberg-Schuppe* (ehem. Chapfenberg-Element), bildet eine isolierte Schuppe innerhalb der Subalpinen Flysch-Zone, die neben Sedimenten der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe auch spätjurassische und spätkretazische Sedimente enthält. Gemäss neuester Ansicht wird sie als Teil der Wageten-Schuppe des Glarner Deckenkomplexes aufgefasst.

### *Oberhelvetikum*

Helvetische Decken, mit ausgesprochener Stockwerktektonik

*Unteres Stockwerk (neu: Glarner Deckenkomplex)*

*Glarner Decke* s. str. und *Mürtschen-Decke* (inkl. Fli-Falte), die aus permischen Verucano-, aus Trias- und aus Jurasedimenten aufgebaut sind. In der Mürtschen-Decke liegen zusätzlich Kreide- und Paläogensedimente vor. Beide Decken werden neu dem *Glarner Deckenkomplex* zugeordnet.

*Gonzen-Walenstadt-Schuppen* (ehem. Schuppenzone Gonzen-Walenstadt), aufgebaut aus Jurasedimenten. Auch diese Einheit ist neu Teil des Glarner Deckenkomplexes.

*Oberes Stockwerk*

*Säntis-Decke*, bestehend aus Kreidesedimenten.

### *Ultrahelvetikum*

Die *Wildhaus-* und *Leist-Schuppenzone* und die *Fliegenspitz-Schuppe*, aufgebaut aus spätkretazischen und paläogenen Sedimenten, werden neu dem *Wildhaus-Melange* zugewiesen.

### *Unterpenninikum*

Die nordpenninische Flyschserie, bestehend aus spätkretazischen Sedimenten, wird der *Üntsch-Decke* zugerechnet.

## **INTERNSTRUKTUR DER TEKTONISCHEN EINHEITEN**

### **Abgeschertes Nordalpines Vorland**

Zum Abgescherten Nordalpinen Vorland zählt die Subalpine Molasse mit ihren zahlreichen Schuppen. Bei der Subalpinen Molasse sind die Überschiebungsbeträge mit 10 km und mehr doch ziemlich beträchtlich (vgl. PFIFFNER 1986, 2015).

### **Subalpine Molasse**

Im Gebiet des Atlasblatts Walensee sind zwei Schuppen auszuscheiden. Die Speer-Stockberg-Schuppe als tektonisch höhere Einheit liegt direkt unter der Subalpinen Flysch-Zone und der Säntis-Decke. Die Schichten der USM fallen am Federspitze im Südwesten, dem Speer in der Mitte und dem Bläss-Chopf im Nordos-

ten relativ gleichmässig mit ca. 40° nach Südosten ein (Taf. I, Profile 2, 3). Verfolgt man die Speer-Überschiebung nach Südwesten in die Linthebene erkennt man, dass diese Überschiebung einem Abscherhorizont in der UMM folgt (vgl. geologisch-tektonische Übersichtskarte) und dann rampenartig nach Nordwesten durch die untere USM ansteigt.

Eine ähnliche Struktur zeigt die Schorhüttenberg-Schuppe, die in der Nordwestecke des Gebiets von Blatt Walensee ansteht. Die Schichten fallen hier etwas steiler, mit 50–60° ein, und werden oben diskordant von der Speer-Überschiebung abgeschnitten (Taf. I, Profile 2, 3).

Verfolgt man die Subalpine Molasse nach Nordwesten über die Linthebene hinweg, so stellt man einen beträchtlichen Knick im Streichen fest. Das Streichen ändert innerhalb der Linthebene abrupt von NE–SW im Bereich des Atlasblatts Walensee auf E–W im Gebiet von Atlasblatt Linthebene. Dieser Knick im Streichen dürfte an eine Störung gebunden sein, die sich nach Süden in die Talung der Linth verfolgen lässt (s. PFIFFNER et al. 2010). Die Störung im Bereich der Linthebene dürfte auch für den Strukturwechsel verantwortlich sein. Im Nordosten besteht ein Schuppenbau wie oben beschrieben, während im Südwesten, im Tobel von Bilten, die Überschiebung durch eine enge Antiklinale abgelöst wird. Gleichzeitig klingt auch die Schorhüttenberg-Überschiebung nach Südwesten in der Linthebene aus.

## **Helvetikum**

### **Unterhelvetikum**

Als Unterhelvetikum werden jene tektonischen Einheiten zusammengefasst, die unter der Hauptüberschiebung der helvetischen Decken liegen, beziehungsweise von diesen Decken überfahren sind. Hierzu gehören, wie schon der traditionelle Name besagt, die Subalpine Flysch-Zone (ehem. Subalpine «Randflysch-Zone»). Im Falle der Subalpinen Flysch-Zone ist die Allochthonie der Einheiten mit >10 km bis 50 km ebenfalls beträchtlich (vgl. PFIFFNER 2015).

#### ***Subalpine Flysch-Zone***

Die Subalpine Flysch-Zone liegt zumeist als Linsen und Schollen im Liegenden der Säntis-Überschiebung vor. Eine mächtigere Scholle findet sich in der Talung der Thur. Diese zieht nach Südwesten in den Kern der Antiform zwischen Ruezenberg und Vorem Platt (Taf. I, Profil 3) und ist dort tektonisch in grosser Mächtigkeit angehäuft. Die Fortsetzung der Subalpinen Flysch-Zone nach Süden ist der direkten Beobachtung nicht zugänglich. Die Geometrie dieser Linsen in den Profilen 1–4 (Taf. I) ist spekulativ, soll aber die Verbindung zu den südhelveti-

schen Einheiten im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung im Raum Sardona-Vorab-Hausstock andeuten (vgl. PFIFFNER 2015, Fig. 5.2-12).

### Oberhelvetikum

Die helvetischen Decken, das heisst die allochthonen paläozoischen bis känozoischen Sedimente, die über das damals noch nicht aufgewölbte Aar-Massiv und dessen autochthon-parautochthone Sedimenthülle hinweg überschoben wurden, werden als Oberhelvetikum bezeichnet. Die Untergrenze dieser Grosseinheit bildet die basale Überschiebung der helvetischen Decken; im Fall von Atlasblatt Walensee die Glarner Hauptüberschiebung und, im Norden, die Säntis-Überschiebung. Die Säntis-Überschiebung trennt ein tieferes Stockwerk (Glarner Deckenkomplex mit Glarner und Mürtchen-Decke sowie den Gonzen-Walenstadt-Schuppen) vom höheren Stockwerk der Säntis-Decke. In Anlehnung an LUGEON (1902), der die beiden Stockwerke als «Nappe Glaronnaise inférieure» und «supérieure» benannte, sprach PFIFFNER (1981) von einem «Lower» und «Upper Glarus nappe complex». Relevant ist der Umstand, dass das obere Stockwerk, die Säntis-Decke, im Wesentlichen aus Kreidesedimenten besteht, die von ihrem jurassischen Substrat längs der Mergelfolge von Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel oder der Palfris-Formation abgeschert wurden. Die Glarner Hauptüberschiebung und die Säntis-Überschiebung vereinigen sich im Untergrund, so dass die Säntis-Überschiebung im Norden die basale Überschiebung des Oberhelvetikums ist. Glarner und Mürtchen-Decke bilden ein Deckenpaar, deren gegenseitige Beziehung sich aber längs des Streichens markant ändert.

### *Glarner Deckenkomplex*

Die *Glarner Decke* besteht im Gebiet von Atlasblatt Walensee aus einer Normalserie, die vom Verrucano (Perm) bis zur Bürgen- und Stad-Formation (Eozän) reicht (Taf. I, Profile 1, 2). Die Glarner Hauptüberschiebung steigt im Norden vom Verrucano rampenartig durch die mesozoischen bis in die paläogenen Sedimente. Da die Hauptüberschiebung ausgeglättet ist, wurden die mesozoischen Sedimente rotiert und bilden so eine Rampenantiklinale. Unter dem Walensee fallen die Schichten des Nordschenkels steil ein, während im Westen, am Chapfenberg bei Weesen (Taf. I, Profil 1) die Falte weiter nördlich liegt und aufgerichtet ist. HERB (1962) bezeichnete diese Falte als *Fli-Falte*<sup>5</sup>, benannt nach dem Dorfteil Fli von Weesen. Bei Fli besitzt die Antiklinale einen Verkehrtshaken mit eozänen Sedimenten. Gegen Osten ändert sich die Internstruktur der Glarner Decke. Längs des Profils 3 (Taf. I) besteht sie nur noch aus Verrucano, Triassedimenten und Lias, während die jüngeren Sedimente der Mürtchen-Decke einverleibt sind. Längs des

<sup>5</sup> In der Legende ist die Fli-Falte noch als Teil der Mürtchen-Decke dargestellt.

Profils 4 (Taf. I) schliesslich gehört der gesamte Schichtstapel zur Mürtchen-Decke.

Die *Mürtchen-Decke* besteht ebenfalls aus einer Normalserie von hauptsächlich mesozoischen Sedimenten, die im Norden eine Rampeantiklinale definieren, hervorgerufen durch den rampenartigen Anstieg der Mürtchen-Überschiebung durch den mesozoischen Sedimentstapel (Taf. I, Profil 2). Ganz im Westen (Profil 1) und wahrscheinlich auch längs des Profils 3 reicht die Schichtreihe bis in eozäne Sedimente. In Profil 4 bildet die Mürtchen-Decke die unterste Einheit des Oberhelvetikums. Verrucano, Triassedimente und Lias sind hier in relativ enge Falten gelegt, deren Achsen mit  $10^\circ$  nach Osten abtauchen.

Im Dach der Mürtchen-Decke ist nordwestlich von Quinten (bei Koord. 734.000/222.700) eine kleine Schuppe auszumachen, die auf der Karte durch die Repetition von Schrattenkalk- und Garschella-Formation klar ersichtlich ist. Eine weitere Schuppe liegt nordöstlich oberhalb von Quinten (Koord. 736.000/222.600), angedeutet durch ein Schrattenkalkband über Seewen-Formation. Unmittelbar darüber sind zwei durch Überschiebungen begrenzte Schuppen auszumachen, die aus Vitznau-Mergel und Helvetischem Kieselkalk bestehen und als basale Schuppen der Säntis-Decke angesehen werden. Im Unterschied zur Säntis-Decke sind in der Mürtchen-Decke das Jura- und Kreidestockwerk solidarisch geblieben und zusammen überschoben worden.

Ein bedeutender steil ostfallender Querbruch zieht von Quinten nach Nordwesten und begrenzt die oben erwähnte Kreideschuppe an deren Südwestende und endet noch vor der Säntis-Überschiebung. Der Bruch ist also auf die Mürtchen-Decke beschränkt, obwohl weiter nordwestlich ein ähnlich orientierter Bruch in leicht versetzter Lage die Säntis-Decke schneidet. Die Fortsetzung des Bruchs von Quinten nach Süden zielt auf das Murgtal. Dort ist tatsächlich ein Nord-Süd-orientierter Bruch vorhanden (Murgtal-Bruch), der südlich des Kartengebietsrands die Internstruktur der Glarner und Mürtchen-Decke seitlich ablöst, also zeitgleich mit der Interndeformation gebildet ist (PFIFFNER 1981). TRÜMPY (1949) und DOLLFUS (1965) konnten nachweisen, dass dieser Bruch *jurassischen Alters* ist, was die abrupte Mächtigkeitzunahme von Lias und Dogger in östlicher Richtung quer über den Bruch erklärt. Diese Mächtigkeitzunahme verursacht auch einen Wechsel im Deformationsstil. Die mergeligen und tonigen Schichten im unteren Lias und im Dogger erlaubten die Entwicklung von Falten, die östlich des Gebiets von Atlasblatt Walensee auf der Nordostseite des Seetzals in den Gonzen-Walenstadt-Schuppen zu beobachten sind (vgl. PFIFFNER 2011). Auf dem Ostflügel des Murgtal-Bruchs steht SSW von Mühlehorn und nordwestlich von Obstallden die «Salleren-Brekzie» an. Brekziiert sind Teile der Quinten-Formation, Tros- und Öhrli-Kalk. Wie auf der Karte ersichtlich ist, orientieren sich die Brekzienvorkommen längs von Bruchstrukturen.

Die *Gonzen-Walenstadt-Schuppen* zeigen sich in Profil 4 (Taf. I) als zwei übereinanderliegende Normalserien von Dogger- und Malmsedimenten im Dach der

Mürtschen-Decke. Das untere Paket wird auch als Walenstadt-Schuppe («Walenstadter Zwischendecke», HEIM 1917) bezeichnet, das obere als Lüsis-Schuppe. Die Überschiebungen dieser zwei Schuppen fallen so ein, dass die beiden Fronten der Schuppen auf die Mürtschen-Decke zu liegen kommen. Gegen Süden lassen sich die beiden Schuppen mit den Falten im Stockwerk der Trias-Lias-Dogger-Serien verbinden (PFIFFNER et al. 2010). Für die Walenstadt-Schuppe ist dies in Profil 4 (Taf. I) angedeutet; die Walenstadt-Überschiebung zielt auf den Verkehrtsschenkel der Antiklinale von Oberfäsch (bei Koord. 741.500/218.600), aber der Übergang von Überschiebung zu Falte ist in der Tiefe des Seetzals verborgen.

Die Ablösung des Glarner Deckenkomplexes im Westen über die Linth beziehungsweise über die Linthtal-Störung wird im Zusammenhang mit der Säntis-Decke diskutiert.

### *Säntis-Decke*

Die Säntis-Decke besteht im südlichen Teil des Kartengebiets aus einer NNW-fallenden Platte aus Kreidekalken. Hierzu zählen die Aufschlüsse von Höch Farle (bei Koord. 727.100/218.000) in der Südwestecke (Taf. I, Profil 1) und jene des Leistchamms (Profil 3) und der Churfürsten (Profil 4). Im zentralen Teil, in der Umgebung von Amden, biegt diese Platte in einer von Weitem sichtbaren seichten Synklinale in ein SSE-Fallen um (Profil 2). Nördlich dieser *Amden-Synklinale* (bzw. Amden-Synform, wenn man die höheren Decken in ihrem Kern berücksichtigt) liegt an der Deckenfront die Mattstock-Scholle, die durch ein Antiklinal-Synklinal-Paar mit der Säntis-Decke verbunden ist. Wie aus Profil 2 ersichtlich, ist dieses Faltenpaar mit Brüchen verknüpft. Die Kernstörung der Antiklinale trennt zwei subvertikale Faltenschenkel mit unterschiedlicher Vergenz, in denen die Schichtreihen nur bis in die Schrattekalk-Formation bzw. den Helvetischen Kieselkalk reichen. Das Fehlen der jüngeren Schichten dürfte auf eine Ausquetschung zurückzuführen sein. Der Südschenkel der Antiklinale wird von einer Aufschubung und einer Abschiebung versetzt, Brüche, die auch die basale Überschiebung der darüber liegenden Leist-Schuppenzone verformten. Die Kernstörung in der Synklinale trennt den subvertikalen Schenkel der Antiklinale von einer flach SSE-fallenden Normalserie.

Südlich der Amden-Synform steigt gegen Nordosten eine Antiform, die Stock-Antiform, auf; der Nordschenkel ist im Stock (Koord. 732.055/226.020), der Südschenkel im Gulmen (732.265/225.710) aufgeschlossen. Im Kern dieser Antiform ist Subalpiner Flysch anzutreffen. Die Stock-Antiform streicht nach Nordosten Richtung Stein und kann nur bis an den (erosiven) Nordrand der Säntis-Decke verfolgt werden. Der Nordschenkel setzt sich im Goggeien und Ruezenberg fort, während der Südschenkel beim Farenstöckli beinahe total ausgequetscht ist und in der Spur von Profil 3 nur noch als kleine Linse dargestellt werden kann. Die Stock-Antiform wird gegen ENE en échelon von einer Antiklinale abgelöst, die das Thurtal bei Starkenbach quert und in ENE-Richtung aus dem Kartengebiet ver-

schwindet. NNW des Schwendigrats erkennt man im Kern der Antiklinale eine Überschiebung (Profil 4), die im nördlich anschliessenden Gebiet von Atlasblatt Nesslau die Antiklinale als Gräppelen-Überschiebung ablöst (s. PFIFFNER et al. 2010, ZAUGG & LÖPPE 2011).

Die Amden-Synform wird von Amden (Profil 2) nach Osten immer tiefer. Zwischen Leistchamm und Vorem Platt sind darin höhere Decken anzutreffen (Profil 3) und südlich des Schwendigrats (Profil 4) ist die Synklinale relativ eng. Im östlich anschliessenden Gebiet des Atlasblatts Buchs wird die Synform wieder offener, reicht aber in etwas grössere Tiefe (vgl. IBELE et al. 2016). In der Nordabdachung der Churfirten ist der Südschenkel der Amden-Synform von zahlreichen vertikalen Brüchen zerschnitten. Diese streichen NNE–SSW und NNW–SSE und sind oft von Dolinen flankiert. Die Brüche setzen sich nach Osten ins Gebiet von Atlasblatt Buchs fort (IBELE et al. 2016).

Die Kreidesedimente der Säntis-Decke sind auf einem Abscherhorizont in den Mergelabfolgen der frühesten Kreide von ihrer jurassischen Unterlage abgetrennt und nach Norden bewegt worden. Im Westteil des Gebiets von Atlasblatt Walensee, am Höch Farle und westlich von Amden, folgte die Säntis-Überschiebung dem Öhrli-Mergel, im Osten unter den Churfirten dem Vitznau-Mergel und nördlich der Thur dem Mergel der Palfris-Formation. Im Fall der Mürtschen-Decke sind zwar altersäquivalente Sedimente ebenfalls vorhanden, aber in viel geringerer Mächtigkeit und in stärker kalkiger Ausbildung (Zementstein-Formation), so dass eine Abscherung nicht möglich war. Wie PFIFFNER (1981) diskutiert, muss die Deckentransportrichtung sowohl für die Glarner Hauptüberschiebung, als auch für die Säntis-Überschiebung als Süd-Nord-orientiert angenommen werden, d.h. schieb zu den Faltenachsen im Inneren der Decken.

Verfolgt man die helvetischen Decken vom Gebiet des Atlasblatts Walensee nach Westen, so stellt man eine wichtige Diskontinuität über der Talung der Linth fest. Zwar lassen sich Glarner und Mürtschen-Decke zwanglos korrelieren, doch sehen die Internstrukturen der Decken ziemlich anders aus (PFIFFNER 2011, Fig. 6–3), und die Glarner Decke reicht weiter gegen Norden bis in die Wagete. Das seitliche Äquivalent der Säntis-Decke ist in den abgescherten Kreidepaketen der Drusberg-Decke zu suchen. Letztere ist im Süden von der Axen-Decke überschoben, die neben Kreidesedimenten auch Trias- und Jurasedimente enthält. Die sehr unterschiedlichen Baustile beiderseits der Linth legen den Schluss nahe, dass längs der Linth eine Querstörung angenommen werden muss, die gleichzeitig mit der Deckenbildung, und zwar sowohl der Interdeformation als auch der Überschiebung, aktiv war. Wenigstens teilweise dürfte die Störung synsedimentär angelegt sein: Es ist der Westrand des Verrucanotrogs, der in der Talachse verläuft. Die Störung ist nicht aufgeschlossen; zwischen Schwanden und Niederurnen ist ein Nord-Süd-Verlauf anzunehmen. Von Niederurnen verläuft eine weitere Störung innerhalb der Subalpinen Molasse in Richtung Nordwesten. Sie trennt zwei Molassepakete, die, wie oben diskutiert, sehr unterschiedlich streichen.

## Ultrahelvetikum

Das Ultrahelvetikum umfasst eine heterogene Serie von spätkretazischen bis eozänen Sedimenten, die intern in kleinere Schollen und Blöcke gegliedert sind. Der Ausdruck Ultrahelvetikum geht auf HEIM (1921) zurück, der unter diesem Begriff tektonische Einheiten mit Sedimenten, die südlich des eigentlichen Helvetikums abgelagert wurden, zusammenfasste. Im Gebiet von Atlasblatt Walensee wurde von HERB & FRANKS-DOLLFUS (2003) die Wildhaus- und Leist-Schuppen, die Fliegenspitz-Schuppe sowie ein «Wildflysch» ausgeschieden. Im benachbarten Gebiet von Atlasblatt Buchs fassten IBELE et al. (2016) sämtliche Einheiten unter dem Begriff *Wildhaus-Melange* zusammen.

### *Wildhaus-Melange*

Auf der geologischen Karte konzentrieren sich die Vorkommen ultrahelvetischer Einheiten zumeist auf die Kerne der Synformen in der Säntis-Decke. Im Querschnitt von Profil 2 (Taf. I) liegen die Leist-Schuppen diskordant auf den Kreideschichten der Säntis-Decke. Die basale Überschiebung ist von der Auf- und Abschiebung innerhalb der Säntis-Decke versetzt. Im Bereich von Profil 3 enthalten die Leist-Schuppen wie auch die darüber liegende Fliegenspitz-Schuppe Anteile von «Wildflysch» in grösserer Mächtigkeit. Die Spur von Profil 4 verläuft am Übergang zwischen der Leist- und Wildhaus-Schuppen gemäss HERB & FRANKS-DOLLFUS (2003) dort, wo der Tiefgang des Wildhaus-Melanges unter der Quartärbedeckung nur abgeschätzt werden kann.

## Penninikum

### Unterpenninikum

Die tektonisch höchste Einheit wurde von HERB & FRANKS-DOLLFUS (2003) als «Nordpenninische Flyschserie» bezeichnet. Die äquivalenten Gesteine im benachbarten Gebiet von Atlasblatt Buchs konnten der *Üntschen-Decke* zugeordnet werden. Dieser Bezeichnung wird in den Profilschnitten der Vorzug gegeben. Während in Profil 2 (Taf. I) nur ein kleiner Synklinalkern vorhanden ist, liegt in Profil 3 bei Vorem Platt ein mächtigeres Paket, bestehend aus Unterer und Oberer Langenegg-Formation, diskordant auf dem Ultrahelvetikum. In Profil 4 schliesslich fehlen Aufschlüsse, und die Lage der Üntschen-Decke kann nur vermutet werden.

## TEKTONISCHE ENTWICKLUNG

Der orogene Fahrplan der Deckenbildung ist in Figur 12 zusammengefasst. Diese Synthese basiert auf PFIFFNER (2015) und ist für die gesamte Ostschweiz konzipiert. Es sind neben den Deformationsphasen auch die Sedimentation der verschiedenen Flysch- und Molasseeinheiten sowie die metamorphen Überprägungen festgehalten.

### Deformationsphasen

#### Pizol-Phase

Die Pizol-Phase umfasst die Überschiebung von nordpenninischen, ultrahelvetischen und südhelvetischen Divertikeln aus spätkretazischen bis eozänen Sedimenten auf die Sedimente des Helvetikums (dem späteren Ober- und Unterhelvetikum). Im Gebiet des Atlasblatts Walensee entspricht dies der Platznahme der penninischen Ütschen-Decke und des ultrahelvetischen Wildhaus-Melanges. Diese Deckenüberschiebungen erfolgten zweiphasig, von Süden nach Norden bzw. von oben nach unten. Das heisst, dass die Ütschen-Decke zuerst auf das spätere ultrahelvetische Wildhaus-Melange überschoben wurde und dieses anschliessend auf die Säntis-Decke. Die Deckenüberschiebungen der Pizol-Phase hinterliessen wenig Deformationsspuren in den Gesteinen.

#### Cavistrau-Phase

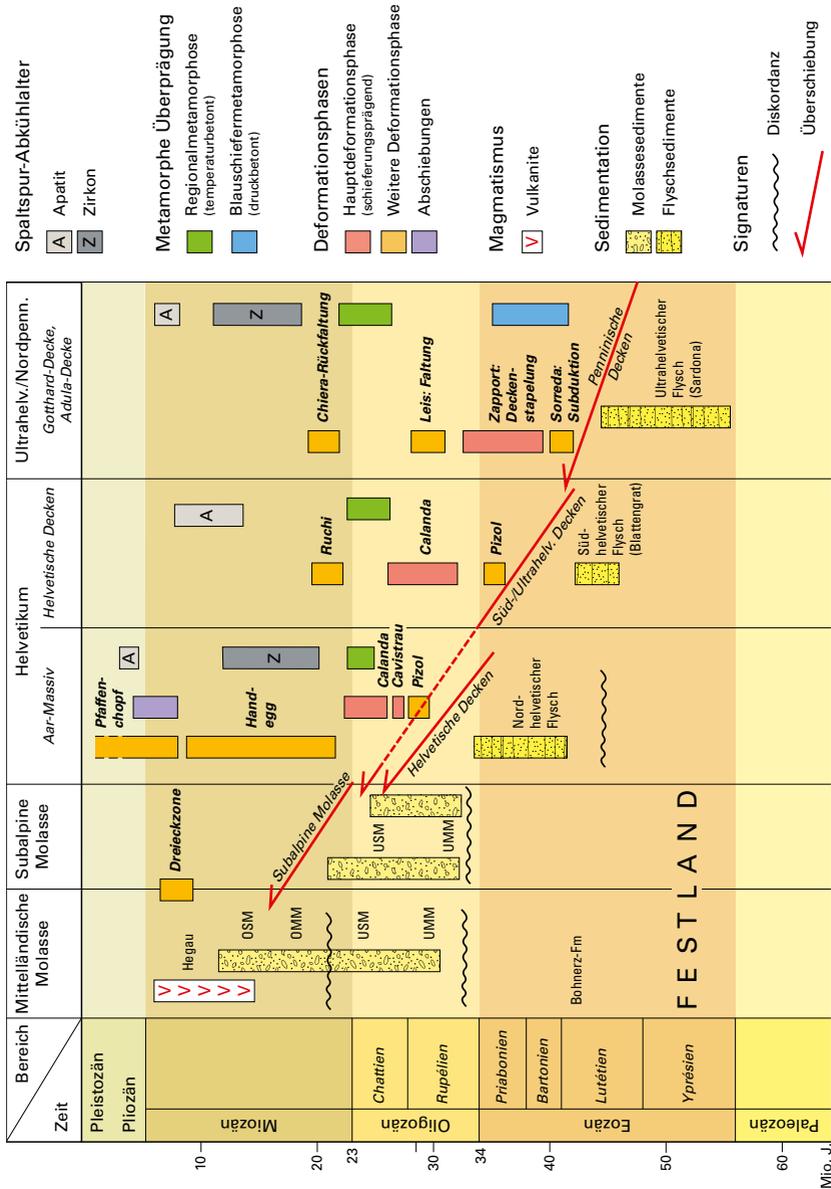
Diese im Unterhelvetikum definierte Phase hinterliess im Gebiet von Atlasblatt Walensee keine Spuren.

#### Calanda-Phase

Die Calanda-Phase entspricht der deckeninternen Deformation des Ober- und Unterhelvetikums und umfasst auch die Ausbildung der basalen Überschiebungen. Die deckeninterne Deformation beinhaltet Überschiebungen und damit assoziierte Falten. Im metamorphen Teil des Helvetikums verursachte diese Deformation auch eine Schieferung, die meist parallel zu den Überschiebungen und parallel zu den Achsenflächen der Falten verläuft. In den Falten im Kartengebiet kann diese Achsenflächenschieferung nicht beobachtet werden. Die Calanda-Phase ist diachron; sie erfasste zuerst das Oberhelvetikum und später das Unterhelvetikum.

---

Fig. 12: Orogener Fahrplan im Querschnitt der Ostschweiz (leicht verändert nach PFIFFNER 2015).



tikum. Die basalen Überschiebungen, Glarner Hauptüberschiebung und Säntis-Überschiebung, waren gleichzeitig aktiv. Das bedeutet, dass das Deckenpaket des Oberhelvetikums sich nach Norden bewegte und gleichzeitig intern verkürzt und verdickt wurde. Interessant ist dabei, dass die Säntis-Überschiebung nicht von den Überschiebungen der Gonzen-Walenstadt-Schuppen im Liegenden versetzt wird. Diese Überschiebungen müssen sich vielmehr an die Säntis-Überschiebung anschmiegen haben. Zudem sind Falten innerhalb der Säntis-Decke als Abscherfalten entstanden, d.h. während ihres Wachstums «flossen» die Gesteine des Abscherhorizonts (Mergel der Palfris- und Öhrli-Formation, Vitznau-Mergel) und füllten den Kern der Antiklinalen. Diese «doppelte Diskordanz» erklärt sich durch die grosse Mächtigkeit der frühkretazischen Mergelabfolgen (Vitznau-Mergel und Palfris-Formation), welche die Deformationen im Liegenden und Hangenden zu kompensieren vermochten.

### **Ruchi-Phase**

Die Ruchi-Phase zeichnet sich durch eine Runzelschieferung aus, welche die präexistierende Schieferung der Calanda-Phase deformierte. Diese Runzelschieferung tritt nur in schiefrigen Gesteinen auf und ist in einer einige hundert Meter mächtigen Schicht im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung besonders deutlich (PIFFNER 1977, MILNES & PFIFFNER 1977). Im Kartengebiet findet sich diese Runzelschieferung überhaupt nicht. Aber mit der Ruchi-Phase ist auch die inverse metamorphe Zonierung assoziiert und damit ein Überschiebungsbetrag von 5–10 km längs der Glarner Hauptüberschiebung (s. u.). Da sich aber die Glarner Hauptüberschiebung im Untergrund nach Norden mit der Säntis-Überschiebung vereinigt (Taf. I, Profile 2–4), muss angenommen werden, dass die Front der Säntis-Decke gleichzeitig um diese 5–10 km auf die Subalpine Molasse aufgeschoben wurde.

### **Aufwölbung des Aar-Massivs**

Nach der Ruchi-Phase folgte die endgültige Aufwölbung des Aar-Massivs (z.B. PFIFFNER 2016, WEHRENS et al. 2017, NIBOUREL 2019), die auch die Glarner Hauptüberschiebung mitsamt dem Oberhelvetikum aufwölbte (RAHN et al. 1997, RAHN & GRASEMANN 1999). Als Folge davon fallen die Deckenstrukturen nördlich des Aar-Massivs nun nach Norden ein. Im Kartengebiet werden sowohl die Glarner Hauptüberschiebung als auch die Säntis-Überschiebung in einer grossräumigen Muldenstruktur wieder horizontal und steigen dann nach Norden an den Alpenrand an.

Aus dem orogenen Fahrplan (Fig. 12) wird ersichtlich, dass die Platznahme der verschiedenen Decken und Schuppen im Helvetikum von Süden nach Norden und vom Eozän ins Oligozän fortschritt. Die helvetischen Decken müssen vor der

Hebung des Aar-Massivs, d.h. vor 22–20 Ma gemäss Zirkon-Spaltspuralter (vgl. VERNON et al. 2008), aber nach den jüngsten Sedimenten im Nordhelvetischen Flysch vor ca. 34 Ma überschoben worden sein (34-Ma-Alter, Spätes Eozän–Frühes Oligozän) in der Nordhelvetischen Flysch-Gruppe, SIEGENTHALER 1974).

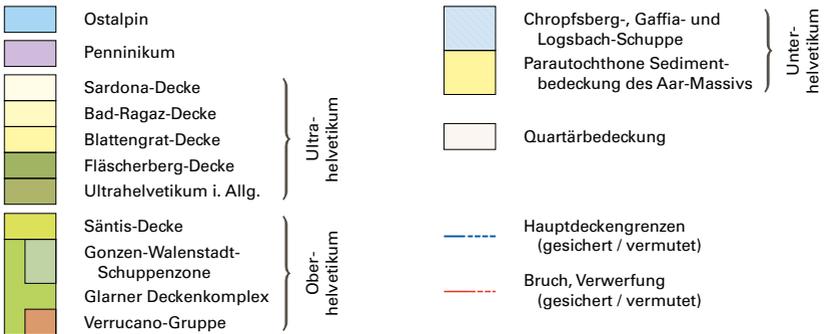
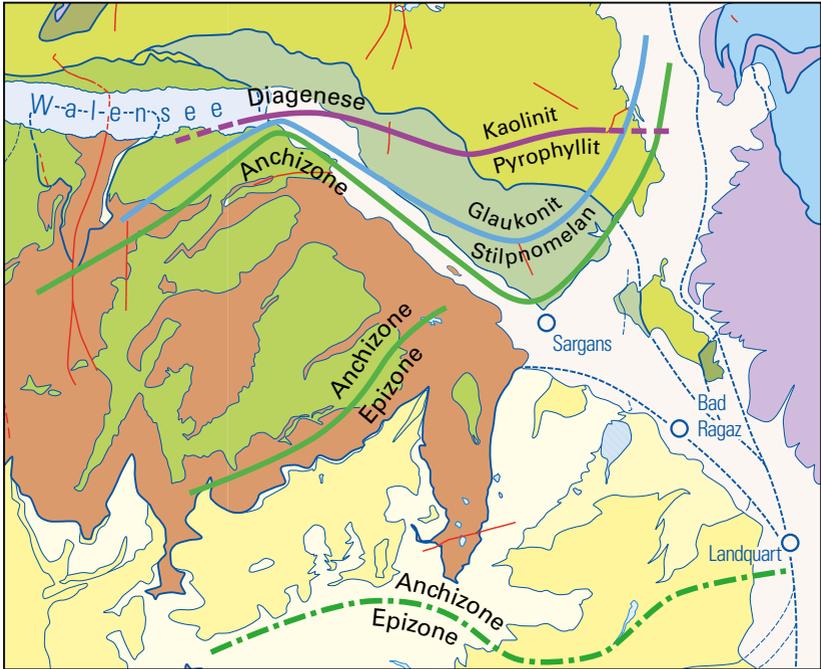
Die Hebung des Aar-Massivs erfolgte dann in zwei Phasen (HERWEGH et al. 2020): In einer ersten Phase findet eine Vertikalhebung statt, welche die Aufwölbung der helvetischen Decken induziert (*Handegg-Phase*). In einer zweiten Phase findet eine überschiebungsdominierte, passive «en bloc»-Hebung des Aar-Massivs und der darüber liegenden Decken statt (ab 12 Ma, *Pfaffenchoepf-Phase*). Diese Deformation migriert in die Subalpine Molasse, deren Überschiebungen während verschiedener Stadien bis 5 Ma aktiv sind (HAGKE et al. 2012, MOCK 2017, MOCK et al. im Druck).

Die Kreidekalke der Mürtchen-Decke nördlich des Walensees und der Säntis-Decke in der Nordabdachung der Churfürsten sind von mehreren N-S bis NNE-SSW streichenden vertikalen Brüchen zerschnitten. Die Bildung dieser Brüche ist auf eine Ost-West-gerichtete Dehnung zurückzuführen, die möglicherweise eine Folge der Aufwölbung im Dach des ausgestülpten Verrucanotrogs ist.

## Metamorphose

Der Metamorphosegrad der Gesteine des Kartengebiets reicht von der Diagenese bis knapp in die Anchizone (200°C) in der südöstlichen Ecke. Die verschiedenen Methoden, die zur Bestimmung dieser niedriggradigen Metamorphose angewandt wurden, sind der Inkohlungsgrad (vitrinite reflectance) und die Illit-Kristallinität. Der Inkohlungsgrad  $R_0$  erlaubt nach TISSOT & WELTE (1984) eine Einteilung in Diagenese (bis 60°C), Katagenese (bis 175°C) und Metagenese (bis 300°C). Bei der Illit-Kristallinität unterscheidet man die tiefere Diagenesezone (bis 100°C) von der höheren Diagenesezone (bis 200°C), darüber folgen Anchizone (bis 300°C) und Epizone bzw. Grünschieferfazies mit über 300°C.

Anhand der regionalen Verteilung der Illit-Kristallinitäten konnte FREY (1988) erstmals eine inverse metamorphe Zonierung feststellen. GROSHONG et al. (1984) projizierten bestehende Daten von FREY (1974, 1978), SIDDANS (1979), MULLIS (1979) und FREY et al. (1980) sowie eigene IC- und  $R_0$ -Daten auf ein synoptisches Profil Vättis-Säntis und konnten neben der inversen Zonierung an der Glarner Hauptüberschiebung zeigen, dass die Isograden die Deckenstrukturen im Unter- und Oberhelvetikum schneiden. Die Arbeiten von ERDELBRÖCK (1994) und FREY & FERREIRO-MÄHLMANN (1999) erweiterten den Datensatz, und WANG et al. (1996) präsentieren eine Kompilation der Daten. Diese Datenkompilation ist in Figur 13 mit den Strukturdaten verknüpft; sie lässt erkennen, dass die Metamor-



*Unterhelvetikum*  
 Illit-Kristallinität

*Oberhelvetikum*  
 } Reaktionsisograden  
 }  
 Illit-Kristallinität

phose einerseits an der Glarner Hauptüberschiebung invers, das heisst höher metamorphe Gesteine auf niedriggradigeren Gesteinen liegen und dass andererseits die Isolinien des Metamorphosegrads die Strukturen sowohl im Unterhelvetikum als auch im Oberhelvetikum schneiden. Der Höhepunkt der Metamorphose ist also jünger als die Interndeformation des Unter- und Oberhelvetikums. Damit lässt sich die Metamorphose in die Geschichte der Deformationsphasen einbinden. Der Versatz des Metamorphosegrads an der Glarner Hauptüberschiebung liegt in der Grössenordnung von 5–10 km (EBERT et al. 2007).

---

Fig. 13: Lage der Grenzen der Reaktionsisograden und des Metamorphosegrads (Illit-Kristallinität) im Gebiet der Blätter Walensee und Sargans sowie angrenzender Gebiete (auf Grundlage von PFIFFNER et al. 2010).

## HYDROGEOLOGIE

Die hydrogeologischen Verhältnisse im Kartengebiet wurden in den Erläuterungen zur Hydrogeologischen Karte 1:100 000 (Blatt 5 Toggenburg) generell beschrieben (HAERING et al. 1994). Neben kleineren alluvialen Grundwasservorkommen und einer beschränkten Grundwasserzirkulation in Gesteinen der Subalpinen Molasse ist das Gebiet vor allem durch eine grossräumige unterirdische Entwässerung in verkarstungsfähigen Gesteinen der helvetischen Decken geprägt. Dies betrifft insbesondere die Säntis-Decke mit dem Churfirstengebiet, die bedeutende Karstgrundwasservorkommen und Quellaustritte aufweist. Wichtige Angaben zur Karsthydrologie im Gebiet Churfürsten-Alvier, basierend auf Markierversuchen, finden sich in RIEG (1994) und im zusammenfassenden Untersuchungsbericht von LEIBUNDGUT et al. (1994).

### Grundwasserverhältnisse in den Talalluvionen

Zwischen Unterwasser und Starkenbach besteht in der Talebene der Thur ein bedeutendes Grundwasservorkommen. Als Grundwasserleiter wirkt der gut durchlässige Thur-Schotter, der gegen unten durch zunehmend geringdurchlässige, siltig-feinsandige Ablagerungen sowie moränenartige Ablagerungen begrenzt wird. Die maximale Grundwassermächtigkeit im Thur-Schotter beträgt unmittelbar westlich von Unterwasser rund 15–20 m. Weiter westlich der Talebene bei Horb keilt der Grundwasserleiter aus und es liegt nur eine beschränkte Grundwasserzirkulation im feinkornreichen bis kiesigen Bachschutt von Starkenbach vor. In der kleinen Talebene von Stein besteht ein weiteres, lokales Grundwasservorkommen im Thur-Schotter. Die Grundwassermächtigkeit über den stauenden Moränen beträgt rechts der Thur bis über 20 m. An der westlichen Talseite links der Thur weist das Grundwasservorkommen eine Verzahnung mit kiesigen bis siltig-sandigen Bachschuttablagerungen wechselnder Durchlässigkeit auf.

Im Seeztal herrschen aufgrund der heterogenen Talfüllung wechselhafte Grundwasserverhältnisse. Im Kartengebiet, das den unteren Abschnitt des Seeztals tangiert, besteht kein einheitlicher Grundwasserleiter. Oberflächennah sind kiesige Rinnenablagerungen bekannt, die bei Walenstadt vorwiegend nördlich der Talmitte ein lokales Grundwasservorkommen bilden. In etwas grösserer Tiefe besteht in den siltig-sandigen und teils auch kiesigen Deltaablagerungen ein bisher wenig erkundetes Grundwasservorkommen, das vermutlich grossräumig in den Walensee entwässert und durch die darüberliegenden, schlecht durchlässigen Verlandungs- und Überschwemmungssedimente in der Regel gespannte Grundwasserverhältnisse aufweist.

Die sandig-kiesigen Deltaablagerungen der Linth bilden nördlich von Oberurnen einen verzweigten Grundwasserleiter. Dabei entwässert der östliche Ast des Grundwasserstroms aus dem Linthtal in Richtung Walensee. In Bereichen mit einer Deckschicht aus feinkörnigen See- und Überschwemmungsablagerungen tritt gebietsweise artesisch gespanntes Grundwasser auf.

## Grundwasser und Quellen nördlich des Walensees

In der Nordabdachung der Churfirten, zwischen Leistchamm und Chäserugg, besteht nur ein minimales oberflächliches Gewässernetz. Die Entwässerung erfolgt weitgehend unterirdisch über verkarstete Gesteine der Seewen-, Garschella- und Schrattekalk-Formation. Als hauptsächlicher Karstaquifer gilt in diesem Gebiet der bis zu 300 m mächtige Schrattekalk, in dem zahlreiche bekannte Höhlensysteme erschlossen sind. Auf der Nordabdachung der Churfirten fehlen Quellaustritte weitestgehend. Schon früh wurden daher hydrogeologische Überlegungen zum Churfirtengebiet und der Beziehung zur bedeutenden *Rinquelle* (Koord. 730.960/222.225) bei Betlis angestellt (HEIM 1917, KLINGENFUSS 1977; Fig. 14), jedoch erbrachten erst umfangreiche Markierversuche anfangs der 1990er-Jahre ein ausreichend gesichertes Bild zum Einzugsgebiet der Rinquelle und der Charakteristik der Karstentwässerung in den Churfirten (RIEG 1994, 1997, LEIBUNDGUT et al. 1994). So wurde festgestellt, dass das Einzugsgebiet des Karstsystems der Rinquelle über 50 km<sup>2</sup> beträgt und sich östlich vom Gebiet Chäserugg–Gamserrugg bis zum Mattstock im Westen sowie gegen Norden bis in den Alpstein erstreckt. Bei den verschiedenen Markierversuchen zeigte sich, dass sogar vom Säntis Fliesswege zur Rinquelle bestehen. Eine hydraulische Verbindung der Thur bei Starkenbach zur Rinquelle konnte bei Niedrigwasser nachgewiesen werden, bei Hochwasser dagegen nicht (RIEG 1994, LEIBUNDGUT et al. 1994). Aus diesen Untersuchungen ist bekannt, dass die Rinquelle den temporären Überlauf eines grossen Karstentwässerungssystems darstellt. Die maximalen Schüttungsraten wurden auf über 30 m<sup>3</sup>/s geschätzt (LEIBUNDGUT et al. 1994, RIEG 1997). Die Überlaufquelle ist generell über den gesamten Jahresverlauf aktiv, weist aber eine rasche Reaktion auf Niederschlagsereignisse und Schneeschmelze auf. Die Rinquelle entspringt direkt aus einer Höhle im Betlis-Kalk und bildet einen Wasserfall über der rund 40 m hohen Felswand (Fig. 14). Neben dieser Hauptquelle bestehen weitere Quellen im Seerentobel, die dasselbe Karstsystem entwässern (KLINGENFUSS 1977, RIEG 1997). Im Rahmen der Untersuchungen von LEIBUNDGUT et al. (1994) und RIEG (1997) wurden diejenigen subaquatischen Wasseraustritte in den Walensee entdeckt und dokumentiert, die vom unterirdischen Abfluss der Rinquelle stammen. Es zeigte sich, dass diese bis zu 30 m tief unter dem Walenseespiegel liegen und sowohl Austritte im Betlis-Kalk als auch im Helvetischen Kieselkalk bestehen. Insgesamt bil-



Fig. 14: Die kräftig schüttende Rinquelle unterhalb der Seerenbachfälle, ca. 1 km südwestlich von Arvenbüel (Koord. 730.960/222.225), bildet eine der bedeutendsten Karstquellen im Churfirrentengebiet. Foto P. Bissig 2020.

det das Karstsystem der Rinquelle mit den subaquatischen Walenseeaustritten das grossräumige Entwässerungssystem der Säntis-Decke in den Churfürsten.

Die Mattstock-Gruppe, Teil des Kreidestockwerks der Säntis-Decke, weist ein isoliertes Karstsystem auf. Es entwässert hauptsächlich gegen Süden über die drei Stollenquellen am Hang zwischen Mattstock und Amden. Markierversuche, ausgehend von Impfstellen im Schrattenkalk, zeigten rasche Fliesswege zu diesen Quellen (RIEG 1994, LEIBUNDGUT et al. 1994), wobei zu den unterliegenden Schichten des Helvetischen Kieselkalks und des Betlis-Kalks Verbindungen über Querbrüche angenommen werden.

Am Goggeien besteht eine steilgestellte Abfolge der Kreide der Säntis-Decke. Aus Hangschutt am nördlichen Fuss dieser Einheiten entspringt eine ertragsreiche Karstquelle (Quellfassung Erlenriet, HEIM 1917, S. 660), die, entsprechend ihrer hohen Schüttung, ein bedeutendes Einzugsgebiet an der Nordflanke des Goggeien aufweisen dürfte.

Weitere bedeutende Karstquellen bestehen im Obertoggenburg am Fuss des Hinterbergs bei Alt St. Johann. Dabei handelt es sich um ein Quellgebiet mit verschiedenen ertragsreichen und permanent schüttenden Quellen wie auch um Überlaufquellen, die im Jahresverlauf versiegen (LEIBUNDGUT & ATTINGER 1988). Das Einzugsgebiet erstreckt sich im Alpsteingebiet weit gegen Nordosten bis zum Altmann. Als hauptsächlicher Karstaquifer im Einzugsgebiet wird der Schrattenkalk angenommen; die Quellen entspringen allerdings vorwiegend einer Hangschuttbedeckung am Übergang von Gesteinen der Garschella-Formation zur Seewen-Formation. Bemerkenswert sind auch verschiedene Bachschwinden im Einzugsgebiet, die gemäss den Markierversuchen von LEIBUNDGUT & ATTINGER (1988) die Quellen speisen; so die nördlich bis nordöstlich des Kartengebiets gelegenen Schwinden bei Riet-Risi (Atlasblatt 141 Nesslau) und Gamplüt-Stein (Atlasblatt 78 Säntis). Allenfalls besteht auch eine zeitweise Bachwasserinfiltration der Säntisthur.

In der Subalpinen Molasse im Speergebiet bestehen insgesamt nur wenige ergiebige Quellen. Als bedeutendere Quellgebiete sind eine ungefasste Quellgruppe im Tal des Wängibachs östlich des Speers und gefasste Quellen an der Südostflanke des Federispitz zu erwähnen. Die Quellen entspringen meist einer geringmächtigen Lockergesteinsbedeckung. Generell ist in den Molassegesteinen nur von einer beschränkten Grundwasserzirkulation in geklüfteten Sandstein- und Nagelfluhbänken auszugehen. Lokale Hinweise auf eine unterirdische Entwässerung im Molassefels stellen die gebietsweise zahlreich auftretenden Versickerungstrichter dar.

## **Grundwasser und Quellen südlich des Walensees**

An den Hängen der südlichen Talflanke des Walensees bestehen zahlreiche Quellen, die der Lockergesteinsbedeckung entspringen. Meist handelt es sich um wenig bis mässig ergiebige Quellen aus Moränenablagerungen. In den verkarsungsfähigen Gesteinen der Mürtschen-Decke – insbesondere im Schrattenkalk, Öhrli-Kalk und Quintner Kalk – ist eine Karstgrundwasserzirkulation zu erwarten, die möglicherweise direkt in Talalluvionen der Linthebene und in den Walensee entwässert. Ein deutlicher Hinweis auf bestehende Karstsysteme ergab sich beim Bau des Kerenzertunnels; dort wurde die sogenannte Gäsihöhle angefahren, die in der Folge vermessen wurde und als fossile Höhle gilt (HÄUSELMANN 2012).

## LITERATURVERZEICHNIS

- AMMANN, M. (1988): Herkunft und Zusammensetzung von Silt in fliessenden Gewässern und Stauseen – geotechnische Abtragsanalysen im Alpenraum. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 78.
- ALLENBACH, P. (1961): Geologische Untersuchungen in der Mürtchengruppe mit besonderer Berücksichtigung der Malmstratigraphie. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- BACHMANN, I. (1863): Über die Juraformation im Kanton Glarus. – Mitt. natf. Ges. Bern 1863, 143–174.
- BAUMBERGER, E. & HEIM, ARN. (1907): Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien–Hauterivien-Grenze im Churfürsten-Mattstockgebiet. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 34, 1–33.
- BAYER, A. (1982): Untersuchungen im Habkern-Melange («Wildflysch») zwischen Aare und Rhein. – Diss. ETH Zürich.
- BAYER, A., BERNOULLI, D., BREITSCHMID, A., FUNK, H., GIGON, W. O., GYGI, R. A., HERB, R., MATTER, A. MOHLER, H. P., REMANE, J. & WINKLER, W. (1983): Bericht über die Jubiläumsexkursion «Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft vom 12. bis 17. September 1982. – Eclogae geol. Helv. 76/1, 125–180.
- BERGER, P. (2001): Karstvorkommen an der Nordflanke der Churfürsten. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- BODIN, S., GODET, A., VERMEULEN, J., LINDER, P. & FÖLLMI, K. B. (2006): Biostratigraphy, sedimentology and sequence stratigraphy of the latest Hauterivian – Early Barremian drowning episode of the Northern Tethyan margin (Altmann Member, Helvetic nappes, Switzerland). – Eclogae geol. Helv. 99/2, 157–174.
- BOLLI, H. (1944): Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken. – Eclogae geol. Helv. 37/2, 217–328.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. – Diss. Univ. Zürich.
- BRAENDLIN, E. (1943): Bericht über die Exploration des Schieferkohlegebietes bei Winden durch die Firma Oertly & Co. – Ber. Büro für Bergbau (unpubl.).
- BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schratzenkalkformation. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 425–483.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Diss. ETH Zürich.
- BURGER, H. (1985): Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (Basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein. Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. – Diss. Univ. Zürich.
- (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.
- BÜRGIN, T., KINDLIMANN, R. & OBERLI, U. (2015): Kreidezeitliche Haiwirbel und Haizähne aus den östlichen Churfürsten (Kanton St. Gallen/Ostschweiz). – Ber. st. gall. natw. Ges. 92, 205–222.

- DIEGEL, F. (1973): Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 166.
- DIEM, B. (1986): Die Untere Meeresmolasse zwischen der Saane (Westschweiz) und der Ammer (Oberbayern). – *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 493–559.
- DOLLFUS, S. (1965): Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 58/1, 453–554.
- EBERT, A., HERWEGH, M. & PFIFFNER, O. A. (2007): Cooling induced strain localization in carbonate mylonites within a large-scale shear zone (Glarus thrust, Switzerland). – *J. struct. Geol.* 29, 1164–1184.
- ERDELBROCK, K. (1994): Diagenese und schwache Metamorphose im Helvetikum der Ostschweiz (Inkohlung und Illit-«Kristallinität»). – Diss. RWTH Aachen.
- FINCKH, P., KELTS, K. & LAMBERT, A. (1984): Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 95(9), 1118–1128.
- FISCH, W. P. (1961): Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus). – Diss. Univ. Zürich.
- FÖLLMI, K. B. (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian–Santonian) im Voralberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 262.
- FÖLLMI, K. B., BODIN, S., GODET, A., LINDER, P., SCHOOTBRUGGE, B. VAN DE (2007): Unlocking paleo-environmental information from Early Cretaceous shelf sediments in the Helvetic Alps: stratigraphy is the key! – *Swiss J. Geosci.* 100/3, 349–369.
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Voralberges. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FREI, H.-P. (1979): Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordostschweiz, zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 145, 1–136.
- FREY, A. P. (1916): Die Vergletscherung des obern Thurgebietes. – Diss. Univ. Zürich.
- FREY, M. (1974): Alpine metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 489–506.
- (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. – *J. Petrol.* 19, 93–135.
- (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite «crystallinity» data. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 68, 171–183.
- FREY, M. & FERREIRO-MÄHLMANN, R. (1999): Alpine metamorphism of the Central Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 79, 135–154.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. – *Eclogae geol. Helv.* 73/1, 173–203.
- FRIEBE, J. G. (2007): Voralberger Flysch mit Oberstdorfer, Üntschen- und Sigiswanger Decke. In: FRIEBE, J. G. (Ed.): *Geologie der Österreichischen Bundesländer, Voralberg* (S. 62–65). – Geol. Bundesanst. Wien.
- FUNK, H. (1969): Typusprofile der helvetischen Kieselkalk-Formation und der Altmann-Schichten. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 191–203.
- (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfürsten-Gruppe (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 64/2, 345–433.

- FUNK, H. (1975): The origin of authigenic quartz in the Helvetic Siliceous Limestone (Helvetischer Kieselkalk), Switzerland. – *Sedimentology* 22, 299–306.
- FUNK, H., FÖLLMI, K. B. & MOHR, H. (1993): Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, Eastern Helvetic Alps. In: SIMO, T., SCOTT, R. W. & MASSE, J. P. (Ed.): Cretaceous carbonate platforms. – *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. Mem.* 56, 387–407.
- FUNK, H., PFIFFNER, O. A., MENKVELD-GFELLER, U. & KEMPF, O. (2013): Blatt 1170 Alpnach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25000, Erläut. 137.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 47/1.
- GISLER, C., HOCHULI, P. A., RAMSEYER, K., BLÄSI, H. & SCHLUNEGGER, F. (2007): Sedimentological and palynological constraints on the basal Triassic sequence in Central Switzerland. – *Swiss J. Geosci.* 100/2, 263–272.
- GRASMÜCK-PFLUGER, M. (1962): Mikrofazielle Beobachtungen an den Öhrlichschichten (Berriasian) der Typlokalität. – *Ecolgae geol. Helv.* 55, 417–442.
- GREBER, E. A. & OUWEHAND, P. J. (1988): Spaltenfüllungen im Dach der Schratzenkalk-Formation. – *Ecolgae geol. Helv.* 81/2, 373–385.
- GROSHONG, R. H., 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.
- HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen st. gallisch-appenzellischen Molassegebiet. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 83.
- HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., STARCK, R. & WYSSLING, L. (1994): Blatt Toggenburg. – *Hydrogeol. Karte Schweiz* 1:100000, Karte u. Erläut. 5.
- HAGKE, C. VON, CEDERBOM, C., ONCKEN, O., STOCKLI, D., RAHN, M., SCHLUNEGGER, F. (2012): Linking the northern Alps with their foreland: the latest exhumation history resolved by low temperature thermochronology. – *Tectonics* 31/5. – doi: org/10.1029/2011TC003078.
- HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide – Pygurus-Schichten und Gemsmättlichicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 21/9.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 106/1, 1–212.
- (1967): Die würmeiszeitliche Vergletscherung im oberen Toggenburg (Kt. St. Gallen). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 92.
- (1980): *Eiszeitalter*, Bd. 2. – Ott, Thun.
- HÄUSELMANN, P. (2012): Gäsühöhle: verborgen, vermessen, vergessen – jetzt wieder da! – *Stalactite* 62/2, 10–17.
- HEIM, ALB. (1905): Das Säntisgebirge. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* [N.F.] 16.
- HEIM, ARN. (1907): Das Walenseetal. – *Ber. oberrh. Geol. Ver.* 40. Versammlg., Lindau, 60–68.
- (1909): Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacé moyen dans les Alpes suisses. – *Bull. Soc. géol. France* (4), 9, 101–127.
- (1910a): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, Atlas – Erster Teil: Tafeln I bis XVI. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* [N.F.] 20/I.
- (1910b): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Erster Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* [N.F.] 20/I.
- (1913): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Zweiter Teil: Stratigraphie der mittleren Kreide. – *Beitr. Geol. Karte Schweiz* [N.F.] 20/II.

- HEIM, ARN. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Dritter Teil: Stratigraphie der Unteren Kreide und des Jura. Zur Lithogenese. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/III.
- (1917): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe – Vierter Teil (Schluss): Tektonik. – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/IV.
- (1921): Geologie der Schweiz. Band II: Die Schweizer Alpen, erste Hälfte. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ARN. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 68/2.
- HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J. (1907): Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000. – Geol. Spezkarte 44.
- HEIM, ARN. & SEITZ, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 69/2.
- HERB, R. (1962): Geologie von Amden, mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114.
- (1988): Eocäne Paläogeographie und Paläotektonik des Helvetikums. – Eclogae geol. Helv. 81/3, 611–657.
- HERB, R. & FRANKS-DOLLFUS, S. (2003): Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 106.
- HERB, R. & HOTTINGER, L. (1965): Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. In: Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz, 9. Europ. mikropaläont. Kolloq. 1965. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 31/81, 135–151.
- HERWEGH, M., BERGER, A., GLOTZBACH, C., WANGENHEIM, C., MOCK, S., WEHRENS, P., BAUMBERGER, R., EGLI, D. & KISSLING, E. (2020): Late stages of continent-continent collision: Timing, kinematic evolution, and exhumation of the Northern rim (Aar Massif) of the Alps. – Earth-Sci. Rev. 200, 1–24.
- IBELE, T., BISSIG, P., BERNASCONI, R. & NAEF, H. (2016): Blatt 1135 Buchs. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 149.
- ISCHI, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. – Diss. Univ. Bern.
- JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1975): Der Felssturz von Amden vom 21. Januar 1974. – Schweiz. Bauztg. 93/25, 394–399.
- JEANNET, A. (1923): Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8, 106–403, 500–526.
- KAUFMANN, F.J. (1886): Emmen- und Schlierengegenden. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/1.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. 27A, 1–241; 27B, 1–291.
- KELLER, O. & KRAYS, E. (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. 1. Teil: Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 150/1–2, 19–32.
- KEMPF, O. (1998): Magnetostratigraphy and facies evolution of the Lower Freshwater Molasse (USM) of eastern Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- KEMPF, O., MATTER, A., BURBANK, D.W. & MANGE, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. – Int. J. Earth Sci. 88, 253–275.

- KEMPF, T. A. (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 128.
- KLÄY, J.-R. (1969): Quartärgeologische Untersuchungen in der Linthebene. – Mitt. geol. Inst. ETH Zürich u. Univ. Zürich.
- KLINGENFUSS, B. (1977): Die Rinquelle. – *Stalactite* 27/2, 67–93.
- KUGLER, C. (1987): Die Wildeggen-Formation im Ostjura und die Schilt-Formation im östlichen Helvetikum: ein Vergleich. – Diss. Univ. Zürich.
- KUHLEMANN, J. & KEMPF, O. (2002): Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response to Alpine tectonics. – *Sediment. Geol.* 152, 45–78.
- LAMBERT, A. (1984): Eine geologische Karte des Walensees. – *Eclogae geol. Helv.* 77/1, 101–113.
- LEIBUNDGUT, C. & ATTINGER, R. (1988): Grundzüge der Karsthydrologie des Alpsteins. – Publ. Gewässerkd. 101, Univ. Bern.
- LEIBUNDGUT, C., RIEG, A. & ABRAMOWSKI, C. (1994): Karstwasseruntersuchungen im Gebiet Churfürsten/Alvier. – Ber. Univ. Freiburg i. Br. z.H. Kt. St. Gallen (unpubl.).
- LETSCH, D., WINKLER, W., QUADT, A. VON & GALLHOFER, D. (2015): The volcanosedimentary evolution of a post-Variscan intramontane basin in the Swiss Alps (Glarus Verrucano) as revealed by zircon U–Pb age dating and Hf isotope geochemistry. – *Int. J. Earth Sci.* 104, 123–145.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- LIENERT, O. G. (1965): Stratigraphie der Drusbergschichten und des Schrattekalks im Säntisgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Orbitoliniden. – Diss. ETH Zürich.
- LÖPFE, R., IBELE, T., WOHLWEND, S., BROGGI, R. & ZWAHLEN, P. (2018): Blatt 1155 Sargans. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 157.
- LÖPFE, R., ZAUGG, A., BLASS, A. & KRIEMLER, M. (2012): Blatt 1113 Ricken. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 142.
- LU, G., WINKLER, W., RAHN, M., QUADT, A. VON & WILLETT, S. D. (2018): Evaluating igneous sources of the Taveyannaz formation in the Central Alps by detrital zircon U–Pb age dating and geochemistry. – *Swiss J. Geosci.* 111/3, 399–416.
- LÜDI, W. (1953): Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. – Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich 27.
- LUGEON, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. – *Bull. Soc. géol. France* 4/1, 723–825.
- MENKVELD, J. W. (1995): Der geologische Bau des Helvetikums der Innerschweiz. – Diss. Univ. Bern.
- MENKVELD-GFELLER, U. (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.
- MENKVELD-GFELLER, U., KEMPF, O. & FUNK, H. (2016): Lithostratigraphic units of the Helvetic Palaeogene: review, new definition, new classification. – *Swiss J. Geosci.* 109/2, 171–199.
- MILNES, A. G. & PFIFFNER, O. A. (1977): Structural evolution of the Infrahelvetik complex, eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 70/1, 83–95.
- MOCK, S. (2017): The Neogene tectonic and geodynamic evolution of the Central Swiss Molasse Basin: an integrative 3-D modeling, tectonic and thermochronological study. – Diss. Univ. Bern.

- MOCK, S., HAGKE, C. VON, SCHLUNEGGER, F., DUNKL, I., HERWEGH, M. (im Druck): Late Miocene thrusting in the North Alpine foreland: driven by a deep-seated process and shaped by the local mechanical stratigraphy. – *Solid Earth Discuss.*
- MOHR, H. (1992): Der helvetische Schelf der Ostschweiz am Übergang vom späten Jura zur frühen Kreide. – Diss. ETH Zürich.
- MOHR, H. & FUNK, H. (1995): Die Entwicklung der helvetischen Karbonatplattform in der Ostschweiz (Tithonian–Berriasian): Eine sequenzstratigraphische Annäherung. – *Eclogae geol. Helv.* 88/2, 281–320.
- MÜLLER, B. U. (1994): Zur Quartärgeschichte des Seetzals (Kt. St. Gallen). – *Ber. St. gall. natw. Ges.* 87, 9–20.
- (1995): Das Walensee-Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Vom Entstehen und Vergehen des grossen Rheintal-/Zürichsees. – Eigenverlag, Bern, 219 S.
- MULLIS, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. – *Bull. Minéral.* 102, 526–536.
- NIBOUREL, L. (2019): The structural and thermo-kinematic evolution of the eastern Aar Massif, Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- NYFFENEGGER, K. (1990): Genese und geotechnische Eigenschaften der Sallerenbreccie am Kennerberg (Kanton Glarus, Schweiz). – *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 281.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 150.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 28.
- (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000. – *Geol. Spezkarte* 117.
- OCHSNER, A. (1975): Blatt 1133 Linthebene. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut. 53.
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. (2008): The concise geologic time scale. – Cambridge Univ. Press.
- Ouwehand, P.J. (1987): Die Garschella-Formation («Helvetischer Gault», Aptian–Cenomanian) der Churfürsten-Alvier Region (Ostschweiz); Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – Diss. ETH Zürich.
- PIFFNER, O.A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Diss. ETH Zürich [Nr. 5911], *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.
- (1981): Fold-and-thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E. Switzerland). In: McCLAY, K.R. & PRICE, N.J. (Ed.): Thrust and nappe tectonics. – *Spec. Publ. geol. Soc. London* 9, 319–327.
- (1986): Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol.* 8, 219–228.
- (2011): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – *Geol. Spezkarte* 128, Erläut.
- (2015): Geologie der Alpen, 3. Aufl. – *utb./Haupt Verlag*, Bern.
- (2016): Basement-involved thin-skinned and thick-skinned tectonics in the Alps. – *Geol. Magazine*, 153/5–6, 1085–1109.
- (2019): Landschaften und Geologie der Schweiz. – *Haupt Verlag*, Bern.
- PIFFNER, O.A., BURKHARD, M., HÄNNI, R., KAMMER, A., KLIGFIELD, R., MANCKTELOW, N.S., MENKVELD, J.W., RAMSAY, J.G., SCHMID, S.M. & ZURBRIGGEN, R. (2010): Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100 000. – *Geol. Spezkarte* 128/6.

- RAHN, M. K. & GRASEMANN, B. (1999): Fission track and numerical thermal modeling of differential exhumation of the Glarus thrust plane (Switzerland). – *Earth and planet. Sci. Lett.* 169, 245–259.
- RAHN, M. K., HURFORD, A. J. & FREY, M. (1997): Rotation and exhumation of a thrust plane: Apatite fission-track data from the Glarus thrust, Switzerland. – *Geology* 25, 599–602.
- RENZ, H. H. (1937a): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 87–214.
- (1937b): Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jb. st. gall. natw. Ges.* 69, 1–128.
- RICHTER, D. (1957): Gesteine und Vorkommen der Arosa-Zone zwischen Arosa und Hindelang im Allgäu. – *Geol. Rdsch.* 46, 413–420.
- RIEG, A. (1994): Zur Hydrologie im Karstgebiet Churfürsten/Alvier. – *Diss. Univ. Freiburg i. Br.*
- (1997): Karst und Hydrologie im Gebiet Churfürsten/Alvier. – *Stalactite* 47/1, 23–45.
- ROLLIER, L. (1923): Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. – *Mat. Carte géol. Suisse [n.s.]* 53/2.
- RYF, W. (1964): Zur Stratigraphie des Glarner Verrucano im Murgtal. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 599–603.
- (1965): Geologische Untersuchungen im Murgtal, St. Galler Oberland. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 50.
- SAXER, F. (1964): Die Diffluenz des Rheingletschers bei Sargans. – *Eclogae geol. Helv.* 57/2, 604–607.
- SCHNEIDEGGER, A. E. (1985): Bergsturz Amden 1974. – *Geogr. Helv.* 1985/1, 25–29.
- SCHINDLER, C. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 107.
- (2004): Zum Quartär des Linthgebiets zwischen Luchsingen, dem Walensee und dem Zürcher Obersee. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 169.
- SCHINDLER, C., FISCH, W. & STREIFF, P. (1985): Vorbelastete Seeablagerungen und Schieferkohlen südlich des Walensees: Untersuchungen während des Baus der Nationalstrasse N3. – *Eclogae geol. Helv.* 78/1, 167–196.
- SCHLATTER, A. (2014): Neotektonik 2011. Zusätzliche Profile im Untersuchungsgebiet und Höhenänderungen im zentralen Alpenraum. – *swisstopo Report* 13-17, Wabern, März 2014.
- SCHLÜCHTER, C. [Kompil.] (2009): Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM), Karte 1:500 000 – Bundesamt für Landestopografie, Wabern.
- SCHLUNEGGER, F., BURBANK, D. W., MATTER, A., ENGESSER, B. & MÖDDEN, C. (1996): Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30–15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. – *Eclogae geol. Helv.* 89/2, 753–788.
- SCNAT (2012): Geotope der Schweiz, Nr. 142: Churfürsten–Rinquelle, Höhlen- und Karstsystem, Typlokalität Garschella (SG). – <https://map.geo.admin.ch> (30.8.2020).
- SIDDANS, A. W. B. (1979): Deformation, metamorphism and texture development in Permian mudstones of the Glarus Alps (eastern Switzerland). – *Eclogae geol. Helv.* 72, 601–621.
- SIEGENTHALER, C. (1974): Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus). – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 201.
- STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 225.
- (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 75/1, 1–21.

- STREIFF, P. (1974): N3, Abschnitt Zürich–Sargans, Teilstrecke Tiefenwinkel–Flums, Generelles Projekt 1:5000, Geol. Ber. Büro für technische Geologie Dr. P. Streiff (unpubl.).
- STUDER, B. (1827): Geognostische Bemerkungen über einige Theile der nördlichen Alpenkette. – Leonhards Z. Mineral. 21/1.
- (1834): Bemerkungen zu einem Durchschnitt durch die Luzerner Alpen. – N. Jb. Min. Geogn. Geol. Petr. 1834/5, 505.
  - (1839): Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thun et de Lucerne. – Mém. Soc. géol. France 3/10, 379–401.
  - (1872): Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – Dalp, Bern.
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. – Diss. Univ. Zürich.
- THEOBALD, G.L. (1866): Geologische Übersicht der Rhätischen Alpen. – Jb. schweiz. Alpenclub 3, 412–457.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1984): Petroleum formation and occurrence, 2. Aufl. – Springer, Berlin.
- TRÖHLER, B. (1966): Geologie der Glockhaus-Gruppe, mit besonderer Berücksichtigung des Eisenoolithes der Erzegg-Planplatte. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 13/10, 1–137.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. 79/1, 1–193.
- VERNON, A.J., VAN DER BEEK, P.A., SINCLAIR, H.D. & RAHN, M.K. (2008): Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. – Earth Planet. Sci. Lett. 270, 316–329.
- WANG, H., FREY, M. & STERN, W.B. (1996): Diagenesis and metamorphism of clay minerals in the Helvetic Alps of eastern Switzerland. – Clays and Clay Minerals 44/1, 96–112.
- WEHRENS, P.C., BAUMBERGER, R., BERGER, A. & HERWEGH, M. (2017): How is strain localized in a meta-granitoid, mid-crustal basement section? Spatial distribution of deformation in the central Aar massif (Switzerland). – J. struct. Geol. 94, 47–67.
- WEIDMANN, Y., WYDER, M. & PREISWERK, C. (1997): Der Sibirschacht (Kanton St. Gallen). – Stalactite 47/1, 15–22.
- WILDBERGER, A. & PREISWERK, C. (1997): Karst und Höhlen der Schweiz. – Speleo Projects, Basel.
- WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv. 77/3, 541–551.
- WISLER, L. (2001): Response of Early Cretaceous sedimentary systems to perturbations in global carbonate cycling: Insights from stratigraphy, sedimentology and geochemical modeling. – Diss. ETH Zürich.
- WOHLWEND, S., HART, M. & WEISSERT, H. (2015): Ocean current intensification during the Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 – Evidence from the northern Tethys. – Terra Nova 27/2, 147–155. – doi: 10.1111/ter.12142.
- ZAUGG, A. & LÖPFE, R. (2011): Blatt 1114 Nesslau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 141.
- ZAUGG, A., LÖPFE, R., KRIEMLER, M. & KEMPF, T. (2011): Blatt 1114 Nesslau. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 141.

## GEOLOGISCHE KARTEN

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

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Bundesamt für Wasser und Geologie, Landesgeologie, 2005.

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

Bundesamt für Landestopografie swisstopo, Landesgeologie, 2009.

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

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

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

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

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

Nr. 53 Linthebene (LK 1133), von A. OCHSNER, 1969.  
Nr. 78 Säntis (LK 1115), von H. EUGSTER, M. FORRER, H. FRÖHLICHER, T. KEMPF, L. SCHLATTER, R. BLASER, H. FUNK, H. LANGENEGGER, M. SPOERRI & K. HABICHT, 1982.  
Nr. 106 Walensee (LK 1134), von R. HERB & S. FRANKS-DOLLFUS, 2003.  
Nr. 141 Nesslau (LK 1114), von A. ZAUGG, R. LÖPFE, M. KRIEMLER & T. KEMPF, 2011.  
Nr. 142 Ricken (LK 1113), von R. LÖPFE, A. ZAUGG, A. BLASS & M. KRIEMLER, 2012.  
Nr. 149 Buchs (LK 1135), von T. IBELE, P. BISSIG & F. ALLEMANN, 2016.  
Nr. 157 Sargans (LK 1155), von R. LÖPFE, T. IBELE, S. WOHLWEND, A. LÜTHOLD, R. BROGGI & F. ALLEMANN, 2018.

**Geologische Spezialkarten**

Nr. 5 Geologische Karte des Sentis, 1:25 000, von A. ESCHER VON DER LINTH, 1878.  
Nr. 13 Die nördlichste Kreide-Kette der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1:50 000, von C. BURCKHARDT, 1893.  
Nr. 16 Die Kreide-Gebirge nördlich des Klönthales, 1:50 000, von C. BURCKHARDT, 1896.  
Nr. 21 Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1:20 000, von J. OBERHOLZER, 1900.  
Nr. 37 Westende der Säntisgruppe, 1:25 000, von ARN. HEIM, 1905.  
Nr. 38 Säntisgebiet, 1:25 000, von ALB. HEIM, 1905.  
Nr. 44 Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25 000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1907.  
Nr. 50 Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50 000, von J. OBERHOLZER & ALB. HEIM, 1910.  
Nr. 53 Spezialkarte der Flifalte, 1:3000, von ARN. HEIM, 1910.  
Nr. 61 Spezialkarte der Grenzregion von Molasse und Flysch am Flibach, 1:4000, von ARN. HEIM, 1911.  
Nr. 63 Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000, von J. OBERHOLZER, 1920.

- Nr. 80 Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25000, von ARN. HEIM & J. OBERHOLZER, 1917.
- Nr. 85 Geologische Spezialkarte des Farenstöckli, 1:2500, von ARN. HEIM, 1917.
- Nr. 86 Spezialkärtchen der Brunnenegg am Mattstock-Westende, 1:1000, von ARN. HEIM, 1917.
- Nr. 109 Mürtchenstock, 1:15000, von G. FREULER, 1925.
- Nr. 117 Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000, von J. OBERHOLZER, unter Benutzung früher veröffentlichter Karten von A. OCHSNER, H. J. FICHTER, W. BRÜCKNER, A. JEANNET & T. HÜGI, 1942 (Unveränderter Nachdruck, 1984).
- Nr. 128 Structural Map of the Helvetic Zone of the Swiss Alps, including Vorarlberg (Austria) and Haute Savoie (France), 1:100000, von O. A. PFIFFNER, M. BURKHARD, R. HÄNNI, A. KAMMER, R. KLIGFIELD, N. S. MANCKTELOW, J. W. MENKVELD, J. G. RAMSAY, S. M. SCHMID & R. ZURBRIGGEN, 2011.

#### Weitere geologische Karten mit topographischer Grundlage

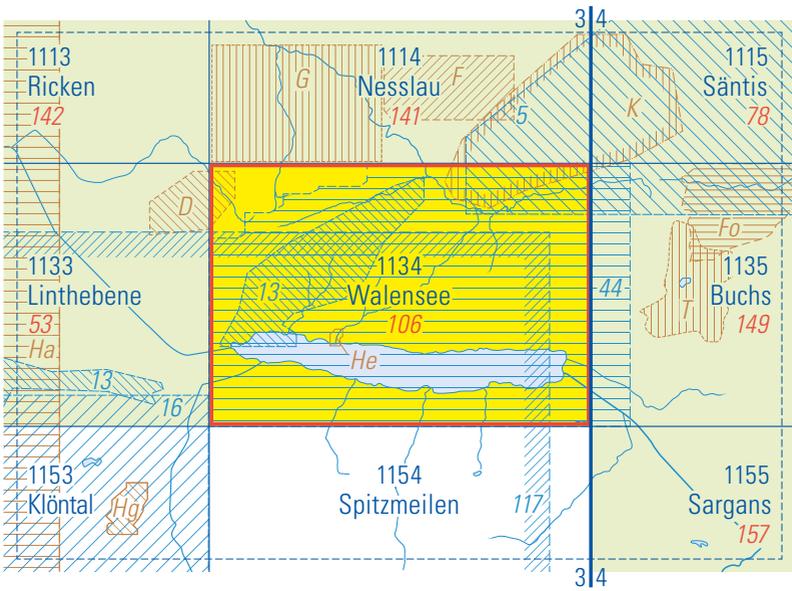
- B BROCKMANN-JEROSCH, H. (1910): Geologische Karte der diluvialen Ablagerungen von Kaltbrunn, 1:25000. In: Die fossilen Pflanzenreste des glazialen Delta bei Kaltbrunn. – Engelmann, Leipzig.
- D DREHER, K. (1925): Geologische Karte Bergwerk «Rufi» bei Schänis, 1:25000. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 12, Taf. 5.
- Fo FORRER, M. (1949): Geologische Karte der östlichen Wildhauser Mulde, 1:25000. In: Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – Ber. st. gall. natw. Ges. 73, 3–99.
- F FREI, H.-P. (1976): Geologische Karte der subalpinen Molasse im Stockberggebiet (Obertoggenburg), 1:10000. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- Fr FREY, A.P. (1916): Karte der quartären Gebilde im obern Thurggebiet, 1:100000. – In: Die Vergletscherung des obern Thurggebietes. – Jb. st. gall. natw. Ges. 54, 35–131.
- G GRÜNINGER, C. (1972): Geologische Karte der subalpinen Molasse des mittleren Toggenburgs, 1:10000. – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).
- H HABICHT, J. K. (1945): Tektonisch-geologische Karte und Strukturkarte der südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse, 1:50000. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 83, Taf. II u. III.
- Ha HANTKE, R. und Mitarbeiter (1967): Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 112/2.
- He HEIM, ARN. (1917): Kartenskizze des Serentobels bei Betlis, 1:3000. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/4, Taf. 31, Fig. 17.
- Hg HELBING, R. (1938): Geologische Vermessung der Wiggis-Ostwand – Topographische und geologische Auswertung, 1:10000. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76, Taf. 20, Fig. 3.
- J JEANNET, A. (1921): Carte géologique de la région des charbons feuilletés Uznach – Kaltbrunn (St-Gall), 1:10000. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 8, Taf. 13.
- K KEMPF, T. A. (1966): Unpubl. geologische Manuskriptkarte des westlichen Säntisgebirges, 1:10000.
- My MYLIUS, H. (1913): Geologische Übersichtskarte der nordwestlichen Glarner Alpen, 1:100000. In: Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen (2. Teil). – Piloty & Loehle, München.
- T THIERSTEIN, H. (1969): Geologische Karte der Voralp (Gemeinde Grabs, SG), 1:10000. In: Geologisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Grabser Voralp (Churfürsten). – Diplomarb. Univ. Zürich (unpubl.).

**Weitere geologische Karten**

- ALLENBACH, P. (1961): Geologische Karte der Mürtschengruppe, 1:10000. In: Geologische Untersuchungen in der Mürtschengruppe mit besonderer Berücksichtigung der Malmstratigraphie. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).
- MEYER, H. (1922): Geologische Karte des Gebietes der Wageten- und Risetenketten (Kt. Glarus), 1:20000. – Mehl, Braunfels (Taf. 3).

**Topographische Karten**

- |           |   |                                  |
|-----------|---|----------------------------------|
| 1113–1115 | } | Landeskarte der Schweiz 1:25 000 |
| 1133–1135 |   |                                  |
| 1153–1155 |   |                                  |



**BEILAGEN**

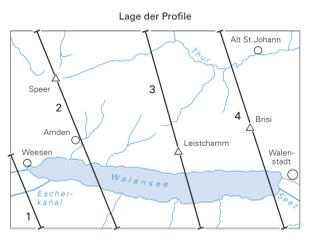
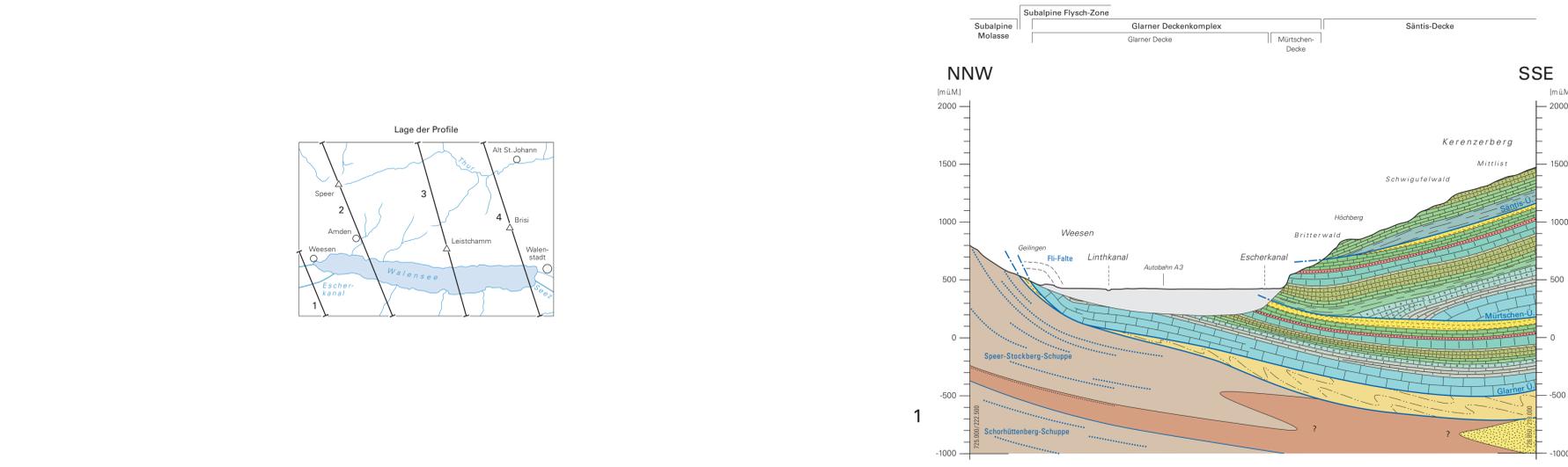
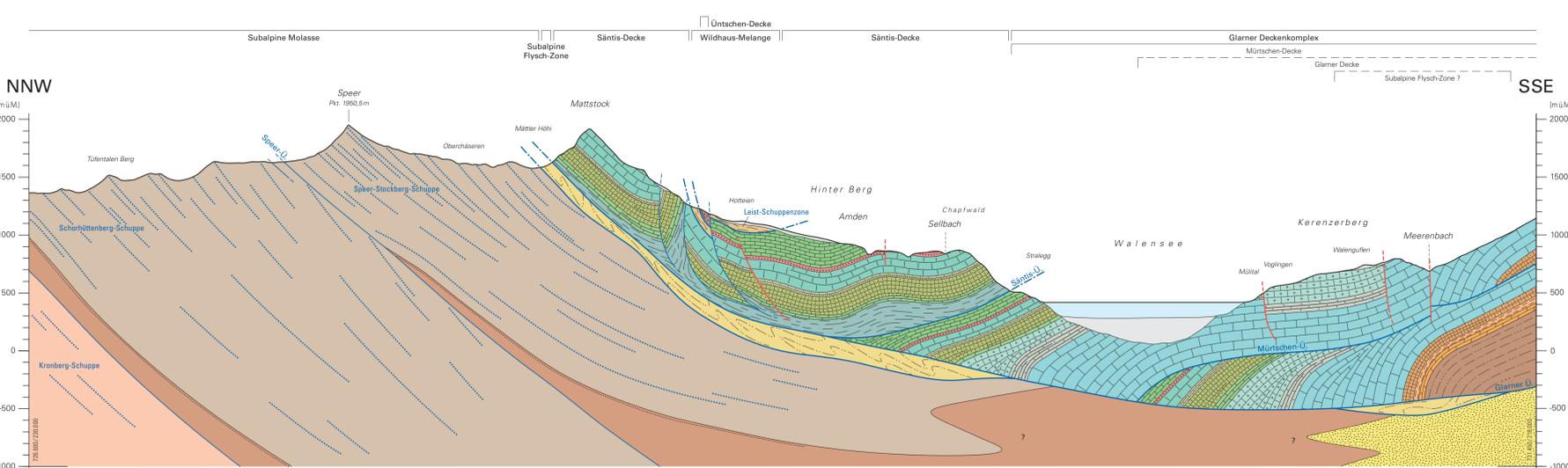
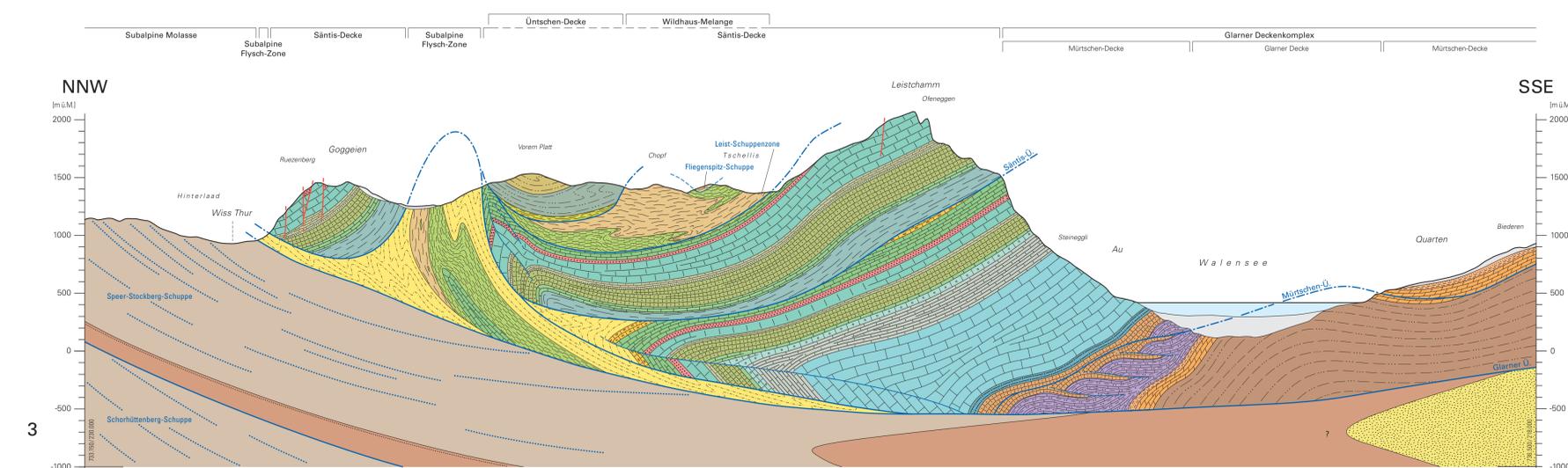
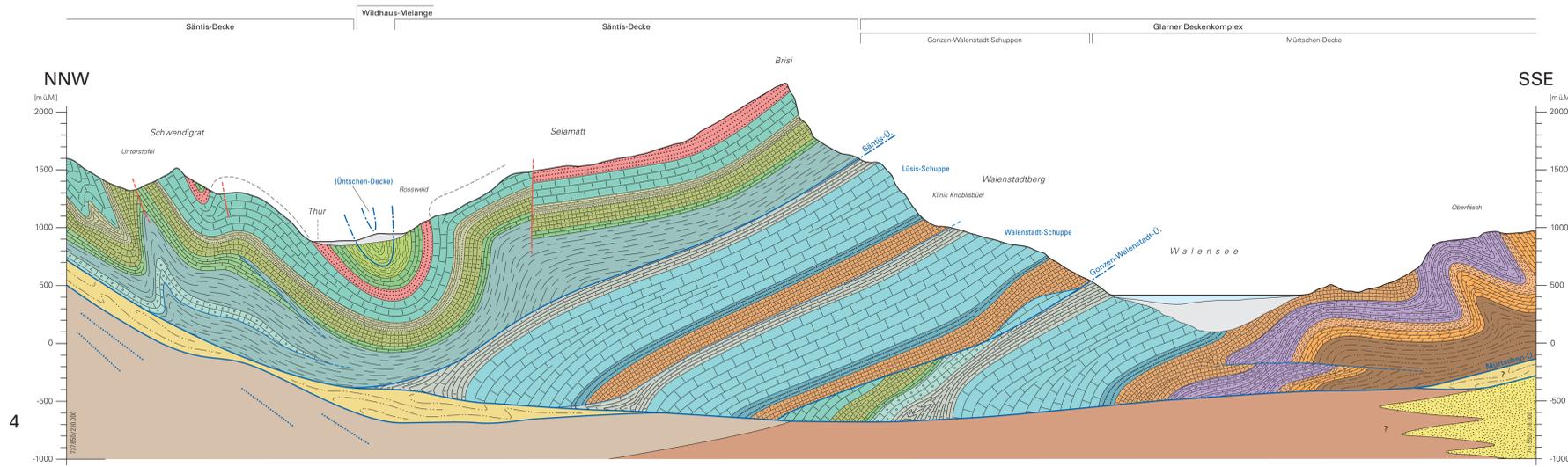
Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Walensee



### Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt Walensee

von O. Adrian Pfiffner

Masstab 1:25000



- Quartär**
- Moräne, Täffüllung
  - Sackungsmasse
- Unterpenninikum**
- Üntschen-Decke**
- Nordpenninischer Flysch
- Rombach-Formation
  - Langenegg-Formation, obere Abteilung
  - Langenegg-Formation, untere Abteilung
  - Rinderbach-Schichten
- Ultrahelvetikum**
- Wildhaus-Melange**
- Leist- und Wildhaus-Schuppenzone, Fliegenspitz-Schuppe
- «Wildflysch» mit Linsen von Leimern-Kalk
  - Amden-Formation
- Oberhelvetikum**
- Sântis-Decke**
- Späte Kreide**
- Amden-Formation
  - Seewen-Formation: «Seewer Kalk» und Chotal-Member
  - Garschella-Formation: Brisi- und Selun-Member
  - Schrattekalk-Formation (inkl. Rawil-Member)
  - Tierwis-Formation: Drusberg-Member
  - Altmann-Member
  - Helvetischer Kieselkalk
  - Bettis-Formation: Bettis-Kalk (inkl. Pygurus-Member)
  - Öhrli-Formation
  - Palfris-Formation und Vitznau-Mergel
- Frühe Kreide**
- Glarner Deckenkomplex**
- Glarner Decke, Mürtchen-Decke, Gonzen-Walenstadt-Schuppen
- Enzian**
- Bürgen- und Stad-Formation, undiff. (Profil 1)
  - Stad-Formation
  - Bürgen-Formation
  - Seewen-Formation
  - Garschella-Formation
  - Schrattekalk-Formation
  - Tierwis-Formation: Drusberg-Member
  - Altmann-Member
  - Helvetischer Kieselkalk
  - Bettis-Formation: Bettis-Kalk
  - Vitznau-Mergel
  - Öhrli-Formation
  - Zementstein-Formation
  - Quinten-Formation
  - Schilt-Formation
  - Dogger: Bommerstein- und Reischiben-Formation
  - Lias: Prodkamm-, Spitzmellen- und Sexmor-Formation
  - Quarten-Formation
  - Röti-Formation, im Liegenden lokal mit Mels-Formation
  - Verrucano-Gruppe, undiff.: Murgtal-Formation, oberflächennah Chartegg-Member
- Jura**
- Perm, Trias**
- Unterhelvetikum**
- Subalpine Flysch-Zone**
- «Südhelvetischer Flysch», undiff.
  - «Wildflysch»
  - Stad-Formation
  - Amden-Formation
  - Seewen-Formation
- Eschin-Düggel**
- Abgeschertes Nordalpines Vorland**
- Subalpine Molasse**
- Untere Süswassermolasse (USM-II)
  - Konglomeratlage
  - Untere Süswassermolasse (USM-I)
  - Konglomeratlage
  - Horw-Sandstein
  - Untere Meeresmolasse (UMM); Grisiyen-Mergel
  - Nordhelvetische Flysch-Gruppe (NHF)
- Bruch (gesichert – vermutet)**
- Deckengrenze (gesichert – vermutet)**
- Schuppen-Überschiebung i. Allg. (gesichert – vermutet)**