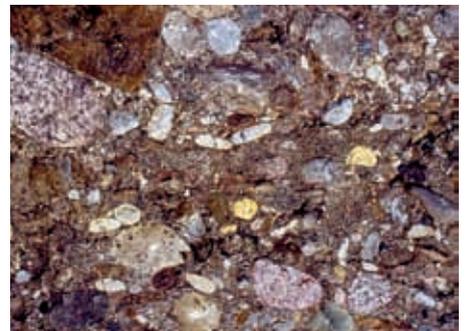
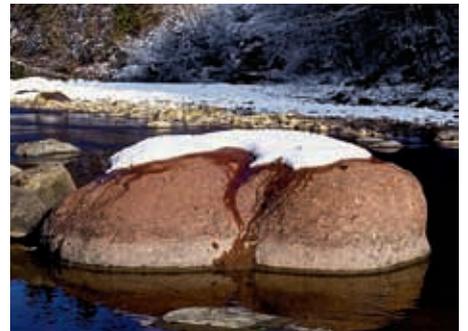


# Geologie und Geotope im Kanton Schwyz



1	
2	5
3	6
	7
4	8

### Legenden zu den Abbildungen der vorderen Umschlagseite

- Abb. 1     Blick vom Spital (1573.9 m ü.M.) über das Wisstannengebiet zu den Wägitalerbergen
- Abb. 2     Die Gipfel der Rigi ragen aus dem Nebelmeer wie aus den Gletscherströmen der Eiszeiten.
- Abb. 3     Die Mythen sind Geotope von internationaler Bedeutung.
- Abb. 4     Blick über den Sihlsee Richtung Druesberg und Forstberg
- Abb. 5     Der Glarner Verrucano (auch Sernifit oder roter Ackerstein genannt) ist das Leitgestein des Linthgletschers.
- Abb. 6     Rillenkarren im Karstgebiet der Silberen (Muotatal)
- Abb. 7     Bunte Nagelfluh des Rossberg
- Abb. 8     Dickwandige Schale einer Auster aus der Äusseren Einsiedler Schuppenzone (Durchmesser ca. 10 cm)

Alle Rechte vorbehalten

Die Bildrechte liegen bei den entsprechenden Bildautoren (vgl. Bildnachweis Seite 4)

© Copyright 2003, Schwyzerische Naturforschende Gesellschaft

Herstellung und Bezugsadresse: ea Druck + Verlag AG, Zürichstrasse 57, 8840 Einsiedeln

Gedruckt auf Zanders Mega halbmatt, hergestellt aus 50 Prozent Altpapier

ISBN 3-9521189-3-1

# Geologie und Geotope im Kanton Schwyz

## Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete

René Hantke, Elsbeth Kuriger

## Grundlagen für ein Geotopinventar Kanton Schwyz

Arbeitsgruppe Geotopinventar Kanton Schwyz:

René Hantke, Karl Faber, Jakob Gasser, Stefan Lienert, Josef Stirnimann, Heinz Winterberg

## 200 Millionen Jahre Erdgeschichte

Region: Arth – Goldau – Lauerz – Seewen – Ibach – Brunnen

Jakob Gasser

## Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen

Richtungsbeziehungen zwischen Gewässern (Seen, Bächen) und Klüften

René Hantke, Adrian E. Scheidegger

## Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen

René Hantke

## Unterseeische Moränen im Vierwaldstätter See

René Hantke

## Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes

René Hantke

## Tektonische Querschnitte durch die Zentralschweiz und die westlichen Glarner Alpen

René Hantke

## Tektonische Karte der Zentralschweiz und der westlichen Glarner Alpen

René Hantke

Redaktion: Stefan Lienert

Berichte der Schwyzerischen Naturforschenden Gesellschaft  
Vierzehntes Heft 2003

# Dank

Die Schwyzerische Naturforschende Gesellschaft dankt den folgenden Institutionen für namhafte Beiträge, welche die Herausgabe des vorliegenden Berichtes ermöglichten:

Ausbildungs-Stiftung für den Kanton Schwyz und die Bezirke See und Gaster (Kanton St. Gallen) (Fr. 15'000.–)  
Lotteriefonds c/o Justizdepartement des Kantons Schwyz (Fr. 15'000.–)  
Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften (Fr. 7'000.–)

Die Feldaufnahmen und das Zusammenstellen der Grundlagen für ein Geotopinventar Kanton Schwyz wurden von folgenden Institutionen finanziell unterstützt:

Erziehungsdepartement des Kantons Schwyz, Kulturförderung (Fr. 1'500.– für ein Höhleninventar)  
Justizdepartement des Kantons Schwyz, Grundlagen Natur- und Landschaftsschutz (Beitrag noch offen)  
Raiffeisenbank Yberg (Fr. 500.– für ein Höhleninventar)  
Schweizerische Akademie der Naturwissenschaften (Fr. 3'000.– für Feldspesen)  
Verein Geologischer Wanderweg Roggenstock (Fr. 500.– für ein Höhleninventar)

Dank gebührt auch allen Personen, welche die Forschungsarbeiten tatkräftig unterstützten. Die Personen sind jeweils in den Kapiteln 1 (Seite 34), 2 (Seite 37) und 4 (Seite 98) in einem persönlichen Dank der Autorin und der Autoren erwähnt.

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der ea Druck + Verlag AG, Einsiedeln und insbesondere dem verantwortlichen Technopolygrafen, Herrn Josef Dörig, gilt ein grosser Dank für die optimale Betreuung und die professionelle Arbeitsweise.

# Vorwort

Gemäss Statuten verfolgt die Schwyzerische Naturforschende Gesellschaft folgende drei Ziele: die Förderung der naturwissenschaftlichen Kenntnisse, die Vertretung der Naturwissenschaften gegenüber Behörden und Öffentlichkeit und die Unterstützung der Bestrebungen zum Schutz der Umwelt und zur Erhaltung nationaler Denkmäler. Hierzu gehört auch der Geotopschutz. Dass Geotope als erdgeschichtliche Objekte oder Landschaftsbereiche von erdgeschichtlicher Aussagekraft inventarisiert werden sollen, beruht vorerst auf der Initiative des Bundesamtes für Umwelt, Wald und Landschaft. Im Kanton Schwyz fiel dieses Ansinnen insofern auf fruchtbaren Boden, dass die Herren Karl Faber, Jakob Gasser, Josef Stirnimann, Heinz Winterberg und der Schreibende unter der Leitung von Prof. Dr. René Hantke seit längerem die Absicht hegten, dass grosse Wissen der älteren Generation um die Geologie und die Geotope des Kantons Schwyz noch rechtzeitig zusammenzutragen. In den Jahren 2000 bis 2002 wurden mit einem immensen Aufwand die vorhandenen Grundlagen gesammelt und mit vielen weiteren Aufnahmen, Fotografien und Zeichnungen ergänzt, sodass heute 177 Objekte unterschiedlicher Geotoptypen sehr genau erfasst sind. Das Resultat ist nicht ein vollständiges Geotopinventar für den Kanton Schwyz. Es sind aber sehr wertvolle Grundlagen, welche dem Kanton Schwyz und den Gemeinden zur Verfügung gestellt werden in der Hoffnung, dass die Naturdenkmäler, welche sowohl für die Öffentlichkeit wie auch für die Wissenschaft von grossem Wert oder sogar unentbehrlich sind, für künftige Generationen erhalten werden können.

Der Schritt von den Geotop-Grundlagen zu einem Heft Geologie und Geotope im Kanton Schwyz war als Idee ein kleiner, in der Ausführung ein grosser und kein einfacher. Die Geologie ist, zumindest für Laien, keine einfache Wissenschaft. Die Zeiträume, von der sie handelt, sind riesengross. Die Begriffe, die für sie verwendet werden, gehören meist nicht zur Alltagssprache. Und ab und zu verlieren sich die Geologen in schwer verständlichen Spezialistenformulierungen. Das vorliegende Heft ist eine Mischung aus allgemein verständlichem Wissen und Spezialartikeln. Die junge Geologin Elsbeth Kuriger hatte den Auftrag im Kapitel 1, dem Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete, das grosse Wissen von Prof. Dr. René Hantke in der Sprache der Jungen zu erzählen. Zudem sind die Kapitel 1 bis 3 reich mit Fotografien und Zeichnungen illustriert. All das soll helfen, auch Laien einen Einblick in die Welt der Geologie zu geben und sie von der Bedeutung und der Schutzwürdigkeit von Geotopen zu überzeugen. Die Kapitel 4 bis 7 zeigen ein Spezialwissen auf, wie es sich nur in Jahrzehnte langer Forschertätigkeit angeeignet werden kann.

In den Grundlagen für ein Geotopinventar Kanton Schwyz und im Heft 14 stecken ein riesiger Arbeitsaufwand und viel Herzblut. In Fronarbeit hat die Arbeitsgruppe Geotopinventar Kanton Schwyz die vorhandenen Daten gesammelt, die Objekte begangen, fotografiert und Zeichnungen angefertigt. Es kommt nicht von ungefähr, dass Karl Faber und insbesondere Jakob Gasser Probleme mit den Augen bekamen und zeitweilig die Farbstifte zur Seite legen mussten. Auch Professor Hantke konnte die Arbeit nur bei angeschlagener Gesundheit zu Ende führen. Der erfolgreiche Abschluss wird sicher zu einer schnellen Erholung beitragen.

«Der Kanton Schwyz ist, geologisch betrachtet, sehr vielfältig. Er liegt im Grenzbereich zwischen dem Mittelland und dem kompliziert strukturierten Alpengebirge. Die Vielzahl geologischer Einheiten hat eine komplizierte Geologie zur Folge, was sie zugleich äusserst interessant gestaltet. Der Kanton befindet sich zudem im Grenzgebiet zweier grosser eiszeitlicher Gletscherströme. Der Linth- und der Muota/Reuss-Gletscher überprägten die Landschaft. Die Geologie des Kantons ist nichts anderes als ein grosses Puzzle, das es zusammensetzen gilt.» (Kap. 1.9). – Ich wünsche Ihnen dabei viel Spass.

# Bildnachweis

Karl Faber	Abb. 1.32, 2.4, 2.5, 2.6, 2.9, 2.10, 2.16, 2.22, 2.31, 2.33, 2.41
Jakob Gasser	Abb. 2, 3, 6, 7, 8, 1.1, 1.2, 1.3, 1.4, 1.5, 1.7, 1.8, 1.9, 1.11, 1.12, 1.13, 1.15, 1.18, 1.20, 1.21, 1.23, 1.24, 1.25, 1.29, 1.30, 1.33, 2.25, 2.26, 2.27, 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15, 3.16, 3.17, 3.18, 3.19, 3.20, 3.21, 3.22, 3.23, 3.24, 3.25, 3.26, 3.27, 3.28, 3.29, 3.30, 3.31, 3.32, 3.33, 3.34, 3.35, 3.36, 3.37, 3.38, 3.40, 3.41, 3.42, 3.43
René Hantke	Abb. 1.6, 2.2, 2.13, 2.19, 2.28, 2.37, 4.1, 4.2, 4.3, 4.4, 4.11, 5.1a, 5.1b, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 6.1, 6.2, 6.3, 7.1, 7.2, 7.3, 7.4, 7.5, 7.6, 7.7, 7.8, 7.9
Albert Heim	Abb. 3.39
Stefan Lienert	Abb. 1, 4, 5, 1.19, 1.27
K. Meyer-Eymar	Abb. 2.7
Verkehrsverein Oberiberg	Abb. 1.14
Adrian E. Scheidegger	Abb. 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9, 4.10, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19, 4.20, 4.21, 4.22
Josef Stirnimann	Abb. 1.16, 1.17, 1.28, 1.31, 2.3, 2.8, 2.14, 2.17, 2.18, 2.20, 2.23, 2.24, 2.29, 2.30, 2.42
Kurt Sturzenegger	Abb. 2.1
Rudolf Trümpy	Abb. 1.22
Heinz Winterberg	Abb. 2.11, 2.12, 2.15, 2.21, 2.32, 2.34, 2.35, 2.36, 2.38, 2.39, 2.40
Walter Zehnder	Abb. 1.10, 1.26

# Autoren

Karl Faber, Brächenstrasse 1, 8843 Oberiberg  
Jakob Gasser, Gardi 1, 6423 Seewen  
Prof. Dr. René Hantke, Glärnischstrasse 3, 8712 Stäfa  
Elsbeth Kuriger, Heidenbühl 6, 8840 Einsiedeln  
Dr. Stefan Lienert, Seestrasse 77, 8846 Willerzell  
Prof. Dr. Adrian E. Scheidegger, Technische Universität Wien, Gusshausstrasse 27–29/1282, A-1040 Wien  
Josef Stirnimann, Zürichstrasse 28, 8840 Einsiedeln  
Heinz Winterberg, Quellenweg 25, 8845 Studen

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete</b>	<b>9</b>
1.1	Geologie des Kantons Schwyz – oder wie der Gipfel des Roggenstock von Afrika ins Ybrig kam	9
1.2	Kurze Einführung in die Geologie der Alpen	9
1.2.1	Ein Grosskontinent zerfällt (Trias bis mittlere Kreide, vor 250–100 Millionen Jahren)	9
1.2.2	Wie die Meeresgesteine ins Hochgebirge gelangen (Mittlere Kreide bis jüngeres Tertiär, vor 100–18 Millionen Jahren)	10
1.2.3	Das Eiszeitalter bis heute (Quartär)	10
1.3	Geologische Einheiten im Kanton Schwyz	10
1.3.1	Molasse	10
1.3.1.1	Molasse-Schüttungen im Kanton Schwyz	11
1.3.1.2	Molasse Schüttungen: Grosse Schwemmfächer oder Murgänge?	13
1.3.2	Flysch	14
1.3.3	Helvetikum	15
1.3.3.1	Helvetische Decken – Ein Überblick	16
1.3.3.2	Einzelheiten im Bau der Helvetischen Decken	18
1.3.4	Innere und Äussere Einsiedler Schuppenzone	21
1.3.5	Schwyzner Klippen: Penninikum und Ostalpin	22
1.3.5.1	Die Gesteine des Roggenstock und der Mördergruebi	22
1.3.5.2	Die Mythen	23
1.3.5.3	Wie die Klippen in den Kanton Schwyz kamen	23
1.4	Eiszeitalter	24
1.4.1	Eiszeitliche Gletscherstände – eine Spurensuche	25
1.4.2	Der Kanton Schwyz unter Eis	25
1.4.2.1	Grössere Vergletscherungen	26
1.4.2.2	Letzte Vergletscherungen	26
1.5	Verwitterung und Gesteinsabtrag	27
1.5.1	Karst und Höhlen	27
1.5.2	Gesteinsabtrag im Einzugsgebiet des Sihlsees – einige Zahlen	28
1.6	Talbildung	28
1.6.1	Die bedeutendsten Täler im Kanton Schwyz	29
1.6.2	Die Zürichsee-Talung und wie sie entstand	29
1.7	Vegetation und Klima	30
1.7.1	Fossile Pflanzen als Hinweise für Vegetation und Klima der Molassezeit	30
1.7.2	Vegetation im Eiszeitalter	30
1.8	Mensch und Geologie	31
1.8.1	Der Mensch in der ausgehenden Eiszeit	32
1.8.2	Gestein als Energie- und Baurohstoff	32
1.8.3	Trinkwasserversorgung	32
1.8.4	Badekuren im Kanton Schwyz	33
1.9	Zusammenfassung und Ausblick	34

<b>2</b>	<b>Grundlagen für ein Geotopinventar Kanton Schwyz</b>	<b>35</b>
2.1	Allgemeines	35
2.2	Definitionen	35
2.3	Arbeitsablauf	36
2.4	Ergebnisse	36
2.5	Weiteres Vorgehen	37
2.6	Liste der 177 erfassten Geotope (Stand 31.10.2002)	38
	Geotop-Beispiele 1–13	45
<b>3</b>	<b>200 Millionen Jahre Erdgeschichte</b>	<b>63</b>
3.1	Mythen	63
3.1.1	Namengebung	63
3.1.2	Geologie der Mythen	64
3.1.3	Quellen im Mythengebiet	66
3.2	Äussere Einsiedler Schuppenzone (ÄES)	66
3.2.1	Geologie	66
3.2.2	Erzvorkommen in der ÄES	68
3.2.3	Gasvorkommen im Bereich der ÄES	69
3.3	Quartär (Eiszeitalter)	70
3.4	Ebene von Arth	72
3.5	Felderboden	72
3.6	Entstehung des Lauerzer Sees	74
3.7	Bergsturz Goldau	78
3.8	Erratiker-Häufung Blattiswald, Steinen/Steinerberg	81
<b>4</b>	<b>Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen</b>	<b>83</b>
	Zusammenfassung	83
4.1	Einleitung	83
4.2	Methodik der Studie	83
4.2.1	Generelle Bemerkungen	83
4.2.2	Geologie und tektonische Lineamente der Zentralschweiz	84
4.2.3	Kluftstellungsmessungen	85
4.2.4	Richtung der Zuflüsse	87
4.3	Molasseseen	87
4.3.1	Ägerisee	87
4.3.2	Lauerzer See	87
4.3.3	Zuger See	87

4.4	Vierwaldstätter See	88
4.4.1	Einleitung	88
4.4.2	Chrüztrichter und seine Arme	88
4.4.3	Vitznauer Becken	89
4.4.4	Gersauer Becken	89
4.4.5	Urner See	90
4.5	Seen der Obwaldner Talung	91
4.5.1	Einleitung	91
4.5.2	Alpnacher See	91
4.5.3	Wichelsee	91
4.5.4	Sarner See	91
4.5.5	Lungerer See	92
4.6	Alpenrand-Stauseen im Nordosten der Zentralschweiz	92
4.6.1	Klöntaler See	92
4.6.2	Wägitaler See	92
4.6.3	Sihlsee	92
4.7	Morphotektonische Betrachtungen	93
4.7.1	Allgemeines Resultat	93
4.7.2	Molasseseen	94
4.7.3	Vierwaldstätter See	94
4.7.4	Seen der Obwaldner Talung	95
4.7.5	Alpenrand-Stauseen	96
4.8	Folgerungen	97
<b>5</b>	<b>Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen</b>	<b>99</b>
5.1	Einleitung	99
5.2	Der Reuss-Gletscher	100
5.2.1	Mittelmoränen im Bereich des ernerischen Reuss-Gletschers	100
5.2.2	Mittelmoränen im Bereich des Muota-Gletschers	100
5.2.3	Der vereinigte Muota/Reuss-Gletscher und der Reuss-Gletscher im Vierwaldstätter See	101
5.2.4	Brünig-Arm des Aare-Gletschers	103
5.3	Der Linth-Gletscher	103
5.3.1	Mittelmoränen im Bereich des glarnerischen Linth-Gletschers	103
5.3.2	Der Linth/Rhein-Gletscher	103
5.3.3	Mittelmoränen im Einzugsgebiet des Sihl-Gletschers	105
<b>6</b>	<b>Unterseeische Moränen im Vierwaldstätter See</b>	<b>106</b>
	Zusammenfassung	106
6.1	Einleitung	106
6.2	Die Chindli-Moräne im Gersauer Becken (LK 1171 Beckenried)	107
6.3	Die Vitznauer Moräne im Weggiser Becken (LK 1151 Rigi)	108

6.4	Die Mittelmoräne am NE-Fuss des Rotzberg und der subaquatische Rücken Stansstad–Halbinsel Biregg (LK 1170 Alpnach)	109
6.5	Die Mittelmoräne von Kehrsiten (Atlasblatt Luzern, LK 1150)	109
6.6	Die spätwürmzeitlichen Gletscherhalte	109
6.7	Die sukzessive Auffüllung der Becken des Vierwaldstätter Sees	109
<b>7</b>	<b>Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes</b>	<b>110</b>
	Zusammenfassung	110
7.1	Einleitung	110
7.2	Neu zu überdenkende erdgeschichtliche Lehrmeinungen	110
7.2.1	Zur Entstehungsgeschichte der Molasse-Schuttfächer	110
7.2.2	Zur „glazialen Übertiefung“ von Alpentälern und zum Problem Grundmoräne	111
7.2.3	Fluviales Eintiefen der Talsysteme?	112
7.2.4	Abtrag durch Karbonatlösung	112
7.2.5	Der Abtrag ganzer Deckenteile	113
7.3	Zur Landschaftsgeschichte zwischen jüngerem Oligozän und Pliozän	113
7.3.1	Der Nordrand der im jüngeren Oligozän sich bildenden zentralen Alpen	113
7.3.2	Die Anlage der Täler um das Rigi-Gebiet	114
7.3.3	Die Anlage von Haslital und Briener See-Talung	115
7.3.4	Der Transportweg der Zentralschweizer Klippen	117
7.4	Die alpine Gebirgsbildung und der stete Wechsel von Klima und Vegetation	117
<b>8</b>	<b>Glossar – Fachausdrücke</b>	<b>119</b>
	<b>Literatur- und Kartenverzeichnis</b>	<b>125</b>
	<b>Tektonische Querschnitte durch die Zentralschweiz und die westlichen Glarner Alpen</b>	<b>130</b>
	<b>Tektonische Karte der Zentralschweiz und der westlichen Glarner Alpen</b>	<b>Beilage</b>
	<b>Tabelle A: Erdgeschichte</b>	<b>Beilage</b>

# 1 Überblick über die Geologie des Kantons Schwyz und seiner Nachbargebiete

René Hantke, Elsbeth Kuriger

## 1.1 Geologie des Kantons Schwyz – oder wie der Gipfel des Roggenstock von Afrika ins Ybrig kam

Geologie umfasst weit mehr als die Auseinandersetzung mit Bergen und uralten Ablagerungen, die Namen verschiedener Zeitabschnitte tragen, die man sich kaum merken kann. Geologie ist etwas Lebendiges. Wie eine Pflanze, so lebt auch ein Berg: Er entsteht, nimmt Gestalt an, verändert sich ständig und verschwindet wieder. Nur die Zeitdimensionen sind verschieden. Es sind nicht einige Wochen oder Monate, sondern Jahrtausende.

Eine Landschaft ist kein zufälliges Gebilde. In ihr ist die Lebensgeschichte einer Region aufgezeichnet. Es sind die Gesteine, Bergstürze, Rutschungen, Murgänge und Eiszeiten, welche die Landschaftsgeschichte schreiben. Diese Geschichte ist nicht abgeschlossen, sie geht ständig weiter. Wer weiss, ob der Druesberg in 100'000 Jahren noch steht, wie er verwittert und wie weit er abgetragen worden ist, und ob unsere Seen mit Gesteinsschutt aufgefüllt sind?

Was führte dazu, dass die Rigi nicht neben dem Bockmattli steht? Weshalb ist das Muotatal dort und nicht anderswo? Ist es wahr, dass die Mythen ursprünglich südlich des Chaiserstock oder gar südlich des Alpenhauptkammes lagen, und der Roggenstock-Gipfel zum ur-afrikanischen Kontinentalschelf gehört? Wo kommt das Trinkwasser, unser wertvollster Rohstoff, eigentlich her? Wie steht es mit anderen Rohstoffen? Sind wir wirklich „stein“-reich? Diese und viele weitere Fragen werden in diesem Artikel aufgegriffen.

Die Unterhaltung über Geologie setzt die Kenntnis einiger Fachwörter voraus. Wer mitreden will, muss diese verstehen. Fachwörter sind wie Namen von Pflanzen lernbar. Der Artikel soll einen Einstieg dazu bieten. Fachausdrücke werden im Text erklärt oder illustriert. Zudem werden viele Begriffe im Glossar (Kap. 8) oder in der Tabelle A Erdgeschichte (Umschlag) erläutert. Ebenso tragen die Karte (Umschlag) und acht Querschnitte durch die Schwyzer Berge (Seite 130) zum Verständnis bei.

Viel Spass auf der Reise durch die Schwyzer Geologie!

## 1.2 Kurze Einführung in die Geologie der Alpen

Verschiedenste Prozesse und sich ändernde Klimate haben die Erde, Europa und den heutigen Alpenraum während Jahrtausenden geprägt. Sie haben dazu geführt, dass die Schwyzer Alpen so vielfältig gestaltet sind. Dieser lange Entwicklungsweg wird als Kurzeschichte der Alpen zusammengefasst. Tab. A dient als Übersicht und erleichtert das zeitliche Einordnen der einzelnen Kapitel.

### 1.2.1 Ein Grosskontinent zerfällt (Trias bis mittlere Kreide, vor 250–100 Millionen Jahren)

Am Ende des Erdaltertums (Paläozoikum) bilden alle Kontinente der Erde den riesigen Grosskontinent Pangäa. Zu Beginn des Erdmittelalters (Mesozoikum) ändert sich dieses Bild. Pangäa zerfällt in auseinanderdriftende Kontinentalschollen, zwischen denen sich Ozeanbecken formen. Zwischen dem europäischen und dem afrikanischen Kontinent bildet sich das Urmittelmeer oder die Tethys. In ihr entstehen die meisten Gesteine, die heute in den Alpen zu finden sind.

Die Tethys ist nicht überall gleich tief. Je nach Meerestiefe unterscheiden sich die Gesteine, die sich dort bilden. Deshalb wird die Tethys in verschiedenen tiefe Ablagerungsräume aufgeteilt (Abb. 1.1). Im Gebiet des nördlichen Flachmeeres lagern sich Gesteine des heutigen Jura-Gebirges, des Untergrundes des Mittelandes und diejenigen des **Helvetikums** ab. Der Ablagerungsraum des **Penninikums** entspricht dem Tief-

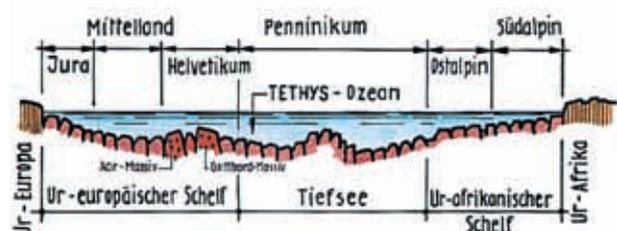


Abb. 1.1 Schematische Darstellung der Tethys vor 150 Millionen Jahren. Das Helvetikum entspricht dem ur-europäischen Kontinentalrand, das Penninikum der Tiefsee und das Ostalpin und Südalpin dem ur-afrikanischen Kontinentalrand (nach HANTKE et al. 1998).

see-Bereich der Tethys. Der südliche, flache Schelfbereich vor dem ur-afrikanischen Kontinent enthält die Ablagerungsräume **Ostalpin** und **Südalpin**. Die Namen der verschiedenen Ablagerungsräume beziehen sich sowohl auf den **Ort der Ablagerung** als auch auf die **Zusammensetzung der Gesteine**. Der Ausdruck „Der Berg gehört zur helvetischen Kreide“ bedeutet, dass die Gesteine während der Kreide (Zeit) im Helvetikum (Ort) abgelagert worden sind.

### 1.2.2 *Wie die Meeresgesteine ins Hochgebirge gelangen (Mittlere Kreide bis jüngeres Tertiär, vor 100–18 Millionen Jahren)*

Zur mittleren Kreidezeit stoppt die weitere Öffnung des Ozeanbeckens. Ur-Afrika bewegt sich nordwärts Richtung Ur-Europa und die Tethys schliesst sich allmählich wieder. Letztendlich kollidieren die beiden Kontinente: Die „Alpenfaltung“ oder alpine Orogenese beginnt.

Die zunehmende Kontinentalkollision bringt Platzprobleme mit sich. Einerseits taucht der europäische Kontinent unter den afrikanischen (Subduktion), andererseits zerbrechen und verformen sich die in der Tethys abgelagerten Sedimente unter dem gewaltigen Druck. Sie werden teilweise von ihrem Untergrund (Kristallin) abgeschert, dachziegelartig aufeinandergeschoben, verfaltet und zerschert. Die Bildung einzelner Gesteinsschollen, sogenannter Decken, beginnt im Süden und pflanzt sich allmählich gegen Norden fort. Das Ostalpin und Penninikum werden von den gebirgsbildenden Prozessen früher erfasst als das Helvetikum. Die Aufstapelung der Decken verläuft deshalb nach folgender Regel: **Je südlicher abgelagert, desto weiter oben im Deckenstapel**. Das Ostalpin ruht auf dem Penninikum und beide liegen auf dem Helvetikum. Auch innerhalb der einzelnen Ablagerungsräume erfolgt die Stapelung analog: Das südlichste Helvetikum liegt zuoberst, das nördlichste zuunterst.

Deckenbildung und Faltung beginnen im Meer. Durch die Bewegung der von Süden anrückenden Decken wird die europäische Platte nach unten gedrückt. Dadurch bildet sich nördlich der anfahrenden Decken ein Vorlandbecken, ein tiefer Meerestrog vor dem werdenden alpinen Gebirge. Im Bereich des werdenden Gebirges heben sich erste Inseln über den Meeresspiegel. Verwitterung und Erosion setzen ein. Der Abtragungsschutt lagert sich in tiefen Vorlandbecken ab. Diese **im tiefen Meer** abgelagerten Sedimentgesteine werden **Flysch** genannt.

Bereits in der Mitte des Tertiärs ragen die Alpen kräftig über den Meeresspiegel empor und sind der Verwitterung ausgesetzt. Wiederkehrende Murgänge und

grosse Flüsse bringen riesige Massen an Verwitterungsschutt ins Alpenvorland. Die Gesteine, die daraus **im flachen Meer oder auf dem Festland** entstehen, bezeichnet man als **Molasse**. Zeitweise dringt ein seichtes Meer bis ins Alpenvorland, zeitweise prägen riesige Flusssysteme das Gebiet. Im Meer abgelagerter Gesteinsschutt heisst Meeresmolasse, durch Rufen und von schuttbeladenen Flüssen abgelagertes Gestein Süsswassermolasse. Vorstoss und Rückzug des Meeres wiederholen sich zweimal. Deshalb unterscheidet man Untere Meeresmolasse, Untere Süsswassermolasse, Obere Meeresmolasse und Obere Süsswassermolasse (Tab. A).

### 1.2.3 *Das Eiszeitalter bis heute (Quartär)*

Die jüngste Zeit der Erdgeschichte wird als Eiszeitalter bezeichnet und umfasst die letzten zwei Millionen Jahre. Kennzeichnend sind grosse Klimaschwankungen. Das Eiszeitalter wird in **Warmzeiten** und **Kaltzeiten** unterteilt. Die mittlere Jahrestemperatur zwischen Warm- und Kaltzeit schwankt um 15°C. Der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeit findet mindestens 15-mal (marine Befunde), resp. 12-mal (festländische Befunde) statt. Als Folge davon stossen die Alpengletscher mehrmals bis ins Mittelland, während der grössten Kaltzeiten bis an den Rand des ebenfalls vergletscherten Schwarzwaldes, vor Findlinge, Moränen und Schotter sind Zeugen der Wechselwirkungen zwischen Wasser und Eis. Im Verlaufe des Eiszeitalters beginnt der Mensch den Alpenraum zu besiedeln und muss sich, wie die Tier- und Pflanzenwelt, dem wechselnden Klima anpassen.

## 1.3 **Geologische Einheiten im Kanton Schwyz**

Die vier wichtigsten geologischen Einheiten, die im Kanton Schwyz vorkommen, sind: **Molasse**, **Flysch**, **Helvetische Decken** und **Klippen**, die aus penninischen und ostalpinen Ablagerungsräumen stammen. In Abb. 1.2 ist ihr Vorkommen schematisch aufgezeigt.

### 1.3.1 *Molasse*

Unter dem Begriff **Molasse** werden alle Gesteine zusammengefasst, die als Verwitterungsschutt der sich hebenden Alpen im flachen Meer oder auf dem Festland abgelagert wurden. Ursprünglich bezeichnete das Wort Molasse nur Sandsteine aus der Westschweiz, die als Mühlsteine (lat. mola) verwendet wurden. Heute versteht man unter Molasse auch grobe Sedimentgesteine wie die Nagelfluh. Während einer Zeitspanne von gut 20 Millionen Jahren, im Oligozän und im Miozän, wurde der Verwitterungsschutt im Alpenvorland in verschiedenen Schuttfächern abgelagert. Die grobe



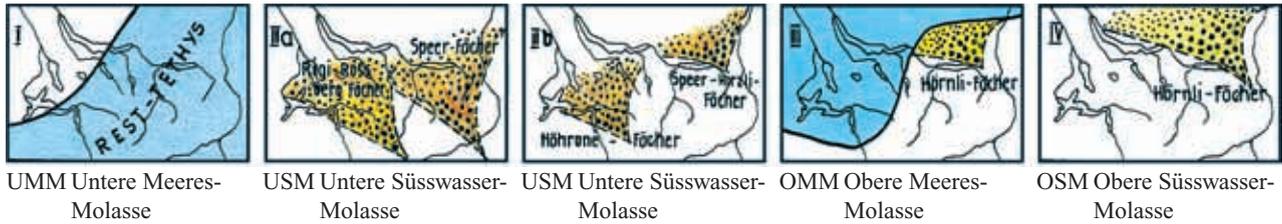


Abb. 1.3 Die Molasse wurde abgelagert zwischen mittlerem Oligozän vor 35 Millionen Jahren (Bild I) und mittlerem Miozän vor 17–12 Millionen Jahren (Bild IV: Hörnli-Fächer). Der Gesteinsinhalt der verschiedenen Schutfächer gibt Hinweise über das Liefergebiet (nach TRÜMPY 1980).

Zur Unteren Süsswassermolasse gehören der Rigi-Rossberg-, der Höhrnen- und der Speer-Hirzli-Fächer. Der **Rigi-Rossberg-Fächer**, der sich bis zum Morgarten- und Friherrenberg (Abb. 7.3 Kap. 7) fortsetzt, ist der älteste Schutfächer dieser Zeit. Der Geröllinhalt wandelte sich im Verlaufe der Schüttung. Zuerst war die Schüttung reich an Kalk- und Flysch-Geröllen, die sich zur Kalknagelfluh verfestigte. Später enthielt die Schüttung Radiolarite und plötzlich rote Kristallin-Gerölle, was ihr den Namen Bunte Nagelfluh verlieh. Sie beinhaltet Gesteine des Penninikums und des Ostalpins, die aus Mittelbünden via Ur-Panixerpass und durch eine Senke im Ur-Bisistal geschüttet wurden.

Eine viel Kristallin-reichere Nagelfluh findet sich im jüngeren **Höhrnen-Fächer**. Der Gesteinsinhalt deutet auf eine Herkunft aus dem Engadin hin. Zu dieser Zeit muss es kühl gewesen sein, denn grosse Gletscher transportierten Gesteine aus dem Bergeller-Massiv und dem Bernina-Gebiet über die Pässe Septimer, Julier und Albula bis nach Tiefencastel. Von dort erfolgte die Schüttung via Ur-Panixerpass und hinteres Muotatal bis in den Raum von Meggen, Immensee, Walchwil und zum Höhrnen. Die weiter transportierte Feinfraktion gelangte zum Buechberg und in die Nordost-Schweiz.

Die östliche und etwas jüngere Schüttung der Unteren Süsswassermolasse, der **Speer-Hirzli-Fächer**,

ist wieder arm an Kristallin-Geröllen. Wärmere Klima stoppte den Eisfluss aus dem Engadin. Fossile Pflanzen deuten auf höhere Temperaturen hin. Gesteine dieser Schüttung sind am Rinderweidhorn–Spitzberg–Mälchterli und vor allem in der Ostschweiz aufgeschlossen.

Die Verschuppung der **subalpinen Molasse** zeigt sich in den drei Höhenzügen Höhrnen, St. Jost–Etzel (Grindelegg–Schuppe) und Rigi–Rossberg–Friherrenberg, die dachziegelartig übereinander ge-



Abb. 1.4 Nagelfluh (Molasse-Konglomerat) vom Rossberg. Typisch für ein Konglomerat sind die abgerundeten, zu einem Gestein verfestigten Gerölle.

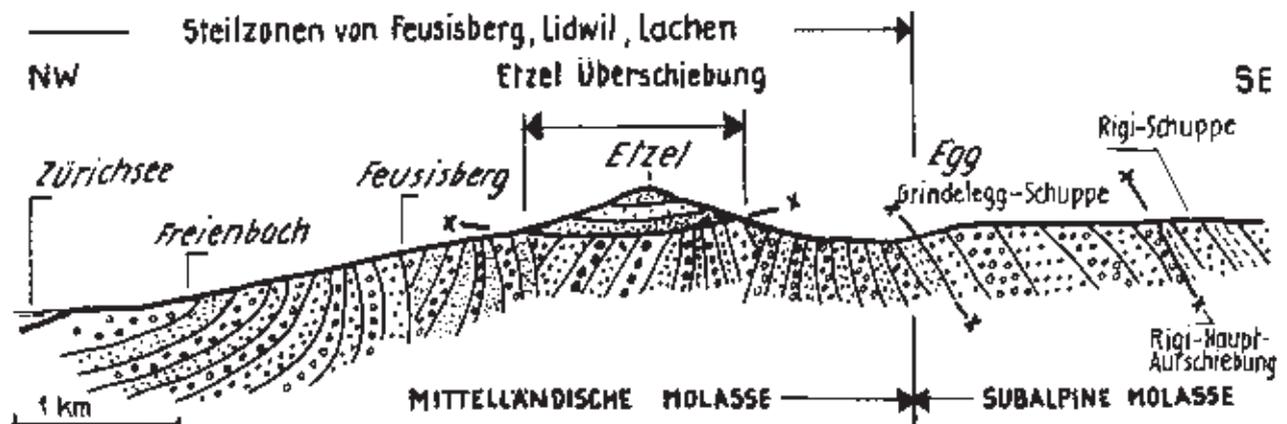
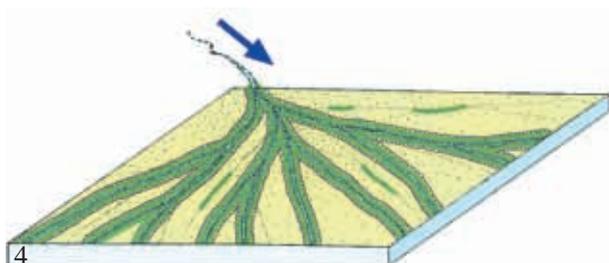
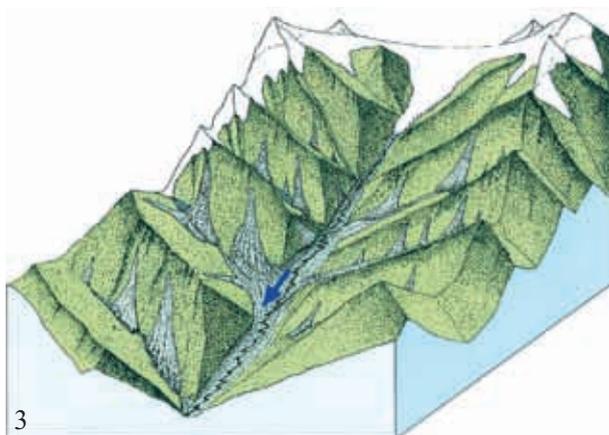
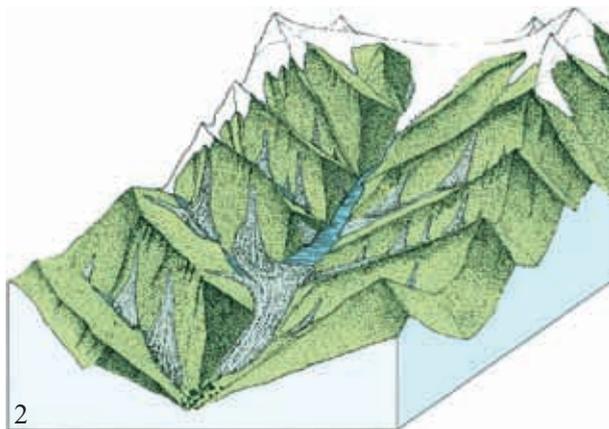
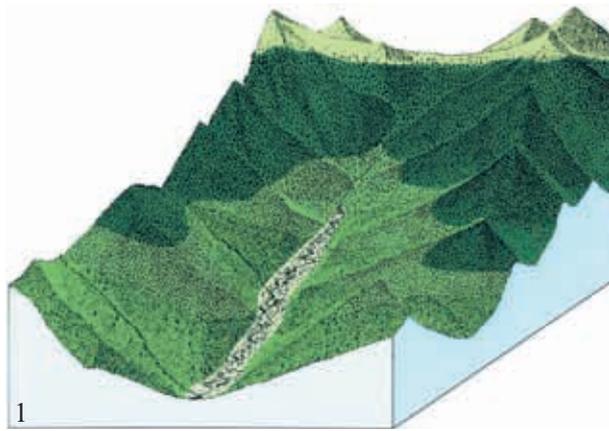


Abb. 1.5 Die Gipfelkappe des Etzels wurde als Schuppe der subalpinen Molasse auf die im Süden steilgestellte Molasse aufgeschoben (nach H.P. MÜLLER in KÜMIN 1989).



schoben sind. Die Gipfelkappe des Etzels ist eine Klippe der subalpiner Molasse, die auf die im Süden steilgestellte, aufgerichtete Molasse aufgeschoben wurde (Abb. 1.5).

### 1.3.1.2 Molasse Schüttungen: Grosse Schwemmfächer oder Murgänge?

Die bedeutenden Schuttfächer wurden bisher meist als fluvial ins Vorland geschüttete Schwemmfächer gedeutet. Umfangreiche Studien (Kap. 7) haben jedoch gezeigt, dass sie nicht nur als über Jahrmillionen bestehende, warmzeitliche Deltas grosser Flüsse, sondern eher als fächerartig ins Vorland geschüttete Ausbrüche alpiner Stauseen zu betrachten sind. Die Ausdehnung der Nagelfluh über mehrere Kilometer wäre als reine Flussablagerung unmöglich. Dazu waren die Einzugsgebiete zu klein und die Wasserführung selbst bei gewaltigsten Regengüssen viel zu gering.

Die sich wiederholenden Nagelfluhbänke an der Rigi, die von den Einwohnern „Riginen“ genannt werden, sind nicht einfach überdimensionierte Kiesbänke eines Flusses. Heute stellt man sich die Entstehung folgendermassen vor: Kühleres Klima bewirkt eine tiefere Waldgrenze und somit vermehrte Bergstürze, Rufen und Rutschungen, welche die Gewässer in den Tälern zu Flussseen stauen. Diese natürlichen Stauseen brechen gelegentlich aus, und riesige Murgänge ergiessen sich ins Alpenvorland. Wärmeres Klima bewirkt eine höhere Waldgrenze und verminderte Verwitterung. Die „Riginen“ lassen sich als Wiederholungen von wärmerem und kälterem Klima erklären (Abb. 1.6).

Abb. 1.6 Die Bildung der Geröllschübe im Alpen-Vorland (aus HANTKE & STAUFFER 1999)

- 1 In Warmzeiten der mittleren Tertiärzeit, vor 25 Millionen Jahren, lag die Waldgrenze in den werdenden Alpen auf 3000–4000 m Höhe, also 1500 m höher als heute. In den Niederungen wuchs eine subtropisch-warm-gemässigte Flora, in höheren Lagen stockten Nadelwälder.
- 2 In Kühlphasen wurden die Hochlagen mit Firn bedeckt, Gletscher flossen in die Alpentäler, die Waldgrenze sank. Von den entwaldeten Hängen gingen Rufen und Bergschlipfe nieder und stauten die Gewässer in den Tälern zu Seen.
- 3 Weitere Rufen-Niedergänge und Bergschlipfe liessen die Stauseen überschwapen, die Schuttriegel barsten. Stauinhalt und geborstene Riegel ergossen sich als wassergetränkte Schuttmassen fingerförmig ins Alpen-Vorland.
- 4 An den Rändern bauten die einzelnen Flussläufe kleine Dämme auf, die von Zeit zu Zeit durchbrachen. Die ausgetretenen Wassermassen konnten sich in Sand- und Gerölllagen des Schutt-fächers eintiefen und diesen zerschneiden.

### 1.3.2 Flysch

Als **Flysch** werden Sedimentgesteine bezeichnet, die während der Alpenfaltung aus dem Verwitterungsschutt der werdenden Alpen in tiefen Vorlandbecken (Meeresbecken „vor dem Land“ = vor den von Süden anfahren- den Decken) abgelagert wurden. Meist waren untermee- rische Schlammlawinen (sogenannte Turbidite, Abb. 1.7) beteiligt. Diese lagerten sich nach Korngrösse sor- tiert ab. Flysch ist charakterisiert durch Wechsellagerun- gen von Sandsteinen, Mergeln und Tonen, ist leicht erodierbar und bildet in den Alpen oft gras- oder wald- bedeckte Höhen, deren Hänge zu Sackungen und Rut- schungen neigen (Flysch ist ein Volksausdruck aus dem Simmental und verwandt mit dem Wort „fliessen“).

Beim Vorstoss der Decken von Süden gegen Norden lagert sich Flysch zuerst im Vorlandbecken des penni- nischen, später in jenem des helvetischen Ablage- rungsraumes ab. Entweder wird der Flysch von den vorrückenden Decken, d.h. vom eigenen Liefergebiet, überfahren oder er wird durch den Druck der nach

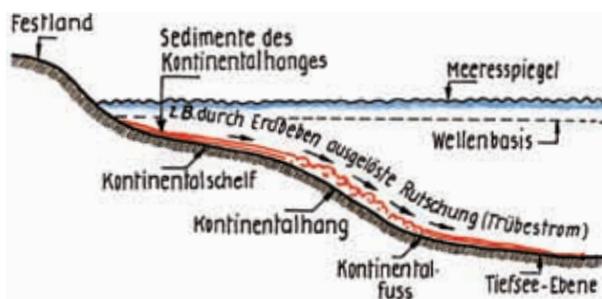


Abb. 1.7 Flysch ist in tiefen Meeresbecken abgelagerter Verwitterungsschutt. Oft sind untermeerische Trübestrome am steilen Kontinentalhänge beteiligt.

Norden vorstossenden Decken von seinem Untergrund abgeschert und nach Norden geschoben. Bei fort- schreitender alpiner Gebirgsbildung schiebt sich der Flysch an die Molasse und wird mit dieser steilgestellt. Der Flysch liegt heute direkt südlich der Molasse (Abb. 1.2). Je nach Zusammensetzung lassen sich ver- schiedene Flysche unterscheiden, deren Verbreitung in Abb. 1.8 dargestellt ist.

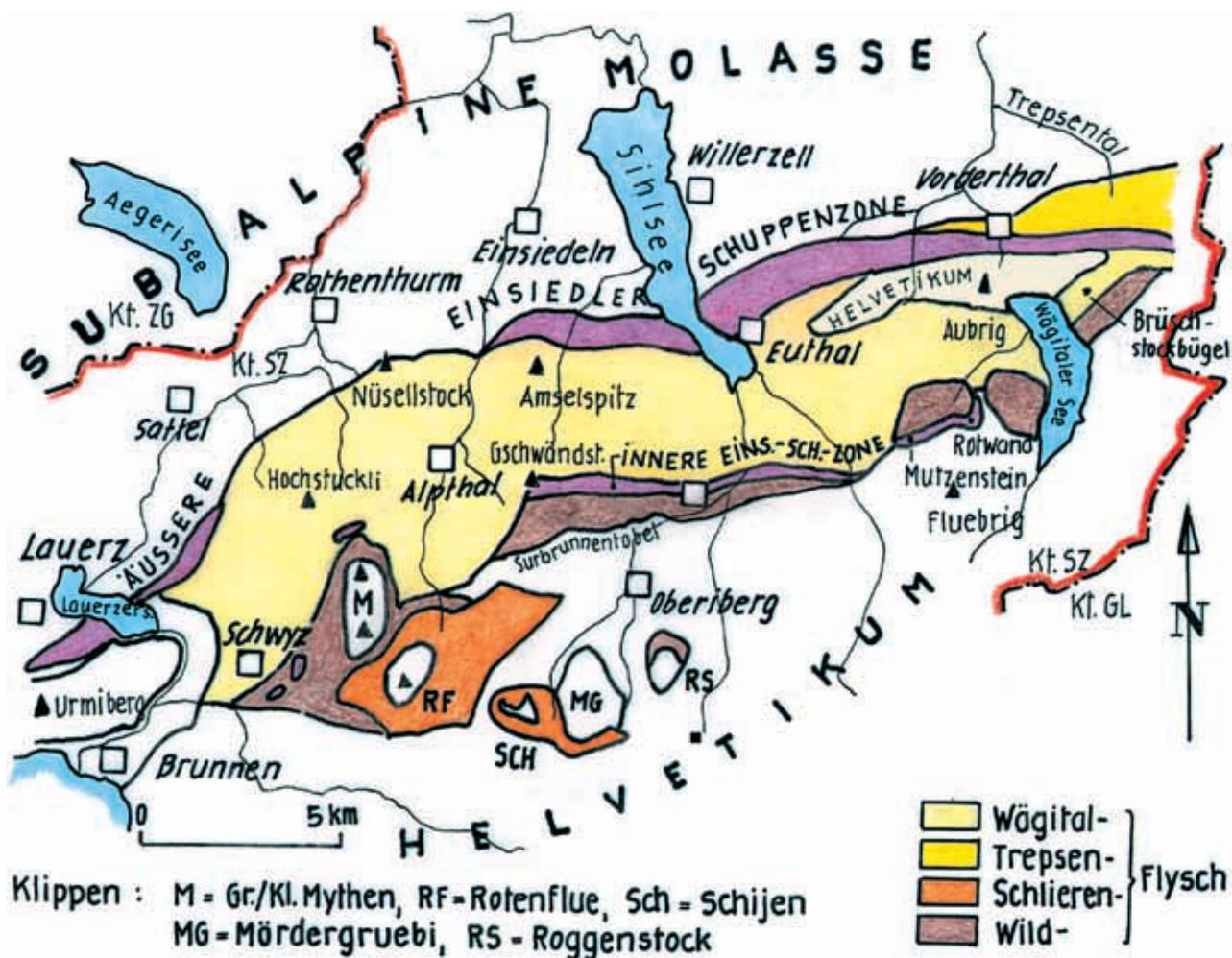


Abb. 1.8 Verbreitung der verschiedenen Flyscharten und der Einsiedler Schuppenzone. Die beiden Einsiedler Schuppenzonen werden fälschlicherweise oft „Einsiedler Flysch“ genannt. Sie sind von den Helvetischen Decken abgeglitten und zeigen kaum Flysch-Charakter (nach FREI 1963, HANTKE et al. 1967K, OCHSNER 1969K, 1975 und WINKLER et al. 1985).

## Wägitaler Flysch

Der Wägitaler Flysch wurde zwischen oberster Kreide und mittlerem Eozän im Penninikum abgelagert (LEUPOLD 1943, FREI 1963, OCHSNER 1969K, 1975 und WINKLER et al. 1985). Im inneren Wägital, am Brüsstockbügel, ist er sehr mächtig. Gegen Westen setzt er sich südlich der Aubrige über Amselspitz, Hochstuckli in den Talkessel von Schwyz und über den Gätterlipass ins Teuffibachtobel bei Gersau fort. Er besteht aus zyklisch sich wiederholenden Abfolgen von:

Brekzien verschiedener Herkunft: Die bis zu meterdicken Brekzien liegen oft an der Basis von Sandsteinbänken und enthalten ockergelb anwitternde Dolomite, Kalke, grobe Quarzkörner, grüne Quarzitknollen mit feinverteiltem Glaukonit und hellen Glimmern. In groben Brekzien treten kristalline Gesteine, Granit oder Gneis, auf.

Sandsteine: Die braungrauen Sandsteine haben eine Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis einem Meter. Oft sind Kreuzschichtung und auf den Schichtflächen Wühlspuren von Schlamm fressenden Organismen erkennbar (Abb. 1.9).

Kalke: Feinkörniger, heller Alberese-Kalk ist typisch für den Wägitaler-Flysch.

Tone und seltener Mergel sind dunkelgrau bis braungrau und bilden Gleithorizonte.



Abb. 1.9 Wühlspuren von Lebewesen im Flysch

## Trepsen-Flysch

Der Trepsen-Flysch tritt im mittleren Trepsental als 1200–1500 m mächtige Abfolge auf. Gegen Osten und Westen wird er schmaler. Nach Gesteinsinhalt und Alter ist er mit dem Wägitaler Flysch verwandt (OCHSNER 1969K, 1975). Vor allem die Sandsteinlagen am Feldredertligrat (Rossweidhöchi) sind dem Sandstein des Wägitaler Flysch sehr ähnlich. Zusätzlich enthält der Trepsen-Flysch Kristallinkonglomerate, Molasse-ähnliche Sandsteine und Glaukonitische Quarzsandsteine. Es ist möglich, dass diese Komponenten im Wägitaler Flysch ebenfalls vorkommen, jedoch nirgends aufgeschlossen sind. Nach LEUPOLD (1943) wurde eine ehemals zusammenhängende Flyschabfolge von der Aubrige-

Kette (Kap. 1.3.3.2) durchschert und in den Wägitaler und Trepsen-Flysch zweigeteilt.

## Schlieren-Flysch

Der Schlieren-Flysch entstand von oberster Kreide bis Eozän und wurde im Penninikum westlich des Wägitaler Flysch abgelagert. Auf ihm liegen die südlichen Klippen (Kap. 1.3.5): Rotenflue, Schijen und Mördergruebi (östlichstes Vorkommen des Schlieren-Flysches in der Schweiz). Er besteht aus plattigen, grauen, mergeligen Kalken und graubraunen Mergeln, die mit dünnen, hell- bis rotbraunen, gradierten Sandsteinen wechseln. Teilweise treten bis 2 m mächtige Konglomeratlagen auf.

## Wildflysch, Iberg-Mélange

Der Begriff Wildflysch oder Iberg-Mélange bezeichnet ein tektonisches Mélange. Mélanges werden durch Bewegungen zwischen zwei Decken bei der Überschiebung gebildet. Dabei handelt es sich um zuvor abgelagerten Flysch, der bei fortschreitender alpiner Gebirgsbildung überfahren wird. In diesen meist zerscherten und deformierten Gesteinen befinden sich ortsfremde Blöcke (exotische Blöcke) sowohl vom Hangenden (obere Decke bei einer Deckenüberschiebung) als auch vom Liegenden (untere Decke).

Zum Iberg-Mélange gehören der **Surbrunnen-Flysch** (Vorkommen im Surbrunnentobel) und die **Roggenegg-Serie** (Vorkommen auf der Roggenegg). Ebenso ist das Iberg-Mélange im Zwäckentobel und im Isentobel zwischen Hangendem (Wägitaler Flysch, Schlieren-Flysch, Klippen-Decke) und Liegendem (Helvetikum) zerschert (BAYER 1982). Es sind schwarze, dünnblättrige Mergelschiefer mit exotischen Einschlüssen von Habkern-Granit, Gneisen, Quarziten, Dolomiten, Sandsteinen, Konglomeraten, Brekzien. Als **Serhalten-Flysch**, nach Serhalten bei Innerthal, hat OCHSNER (1969K, 1975) ein weiteres Vorkommen vom Typ Iberg-Mélange benannt.

Zusätzlich sind noch drei weitere, lokal jedoch begrenzte Flyschvorkommen zu nennen. Der **Ruestel-Flysch** südöstlich von Vorderthal und der **Gwürz-Flysch** bei Innerthal sind alttertiäre Flyschserien von wildflyschartigem Aussehen. Als **Scheidegg-Flysch** wird ein dunkelbrauner, sandiger, alttertiärer Mergel-Flysch mit Silt- und glaukonithaltigen Sandsteinlagen am Nordfuss des Tierberg bezeichnet.

### 1.3.3 Helvetikum

Das Helvetikum baut die südlichen Gebirge des Kantons auf. Alle markanten Felsgipfel im Wägital, die Sihltaler Berge, die hohen Berge im Muotatal und der höchste Berg im Kanton Schwyz, der Bös Fulen,



Abb. 1.10 Der Höch Turm ist aus der höchsten helvetischen Decke aufgebaut.

liegen im Bereich der helvetischen Decken (Abb. 1.2). Einzig die Mythen, der Roggenstock und einige weitere Gipfel gehören nicht zum Helvetikum, sondern zu den penninischen und ostalpinen Klippen (Kap. 1.3.5).

Die Gesteine des Helvetikums bestehen ausschliesslich aus Sedimenten des Mesozoikums und des Tertiärs. Es sind hauptsächlich Kalke und Mergel, die im flachen Schelf am Nordrand der Tethys abgelagert wurden. Es ist jener Teil der Alpen, der als letzter von der Alpenfaltung erfasst wurde. Die Gesteine der südlicheren Ablagerungsräume (Penninikum und Ostalpin, Kap. 1.3.5) waren zu diesem Zeitpunkt längst in die Gebirgsbildung einbezogen worden. Auch das Helvetikum wurde unter dem gewaltigen Druck von Süden in einzelne Decken zerschert, die von ihrem kristallinen Untergrund und längs höheren Gleithorizonten abglitten und nach Norden geschoben wurden. OBERHOLZERS (1933) Vorstellung der Deckenbildung (Abb. 1.11) ist stark vereinfacht. Nach heutigem Wissen spielen noch viele zusätzliche Prozesse mit. Trotzdem hilft sie, sich die Alpenbildung besser vorstellen zu können. Zuletzt führen die helvetischen Decken auf die Molasse, zerscherten sie und stauchten sie in Schuppen (Kap. 1.3.1).

### 1.3.3.1 Helvetische Decken – Ein Überblick

Durch die Deckenbildung gelangen ursprünglich hintereinander liegende Gesteinspakete übereinander. Auch innerhalb der helvetischen Decken gilt die Regel, dass südlichere Gesteinsabfolgen höher im Deckenstapel liegen (Kap. 1.2.2). Hauptdecken und davon abgescherte Teildecken wurden nach ihrem Auftreten benannt. Die Hauptdecken, von unten nach oben im Deckenstapel, sind: Griesstock-Decke, Clariden-Decke, Glarner-Decke, Mürtchen-Decke, Axen-Decke und Drusberg-Decke (Tab. 1.1, Abb. 1.12). Im Kanton Schwyz sind die **Axen-** und die **Drusberg-Decke** die Hauptvertreter des Helvetikums. Ihre Ausdehnung ist in Abb. 1.2 dargestellt.

Der allgemeine Aufbau der Helvetischen Decken und der geologische Zeitabschnitt der jeweiligen Gesteine ist in Tab. 1.2 schematisch zusammengefasst. Es treten jedoch nicht alle Schichten in allen Decken auf. Einige Schichtabfolgen, d.h. einige Gesteinsserien, wurden entweder gar nicht abgelagert oder während der Gebirgsbildung abgeschert und irgendwo eingefaltet. In der Natur kann eine Gesteinsabfolge aufgrund ihrer Fazies (typische Merkmale zur Unterscheidung ähnlicher Gesteinstypen, Abb. 1.13) und ihrer Position der jeweiligen Decke zugeordnet werden.

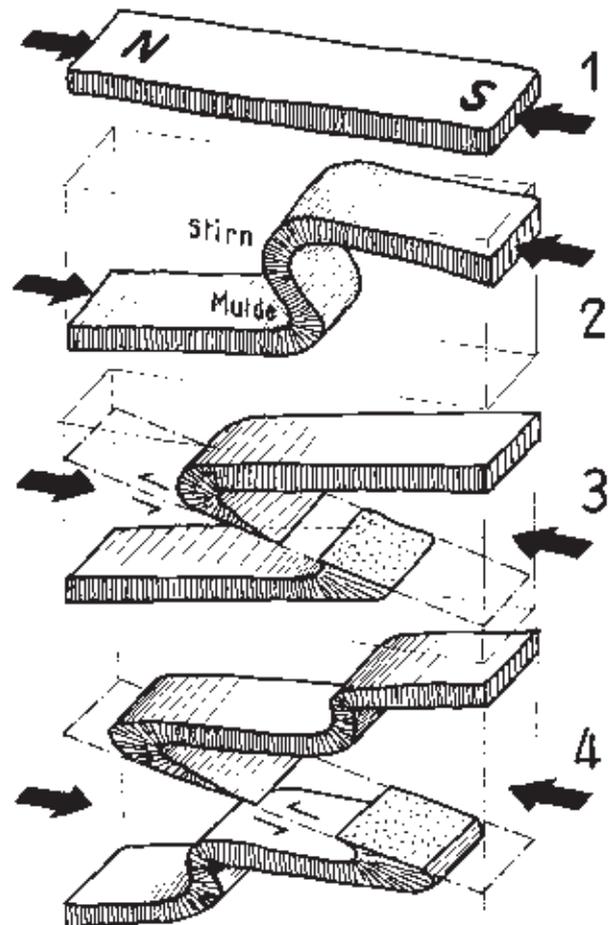


Abb. 1.11 Die nach OBERHOLZER (1933) aufgezeigte Deckenbildung, die bis heute stark verfeinert wurde.

Hauptdecke	Teildecke/Decken-Elemente	Markante Gipfel
Drusberg-Decke	Fluebrig-Drusberg-Element Rederten-Element Wiggis-Element	Fluebrig, Druesberg, Forstberg, Fronalpstock, Höch Turm, Ortstock Bockmattli, Zindlenspitz, Redertenstock, Ochsenchopf Riseten, Rautispitz, Wiggis
Axen-Decke	Silberen-Decken Bächistock-Decke basale Axen-Decke	Silberen, Wasserberg, Chaiserstock, Aubrige, Urmiberg Vrenelisgärtli, Bächistock, Rossstock, Rigi Hochflue Bös Fulen, Pfannenstock, Dejenstock, Chinzerberg
Mürtschen-Decke		Mürtschenstock
Glarner-Decke		Schilt
Clariden-Decke		Clariden, Gemsfairen
Griessstock-Decke		Griessstock, Wageten, Chöpfenberg

Tab. 1.1 Die helvetischen Decken und ihre Teildecken. Die südlich der Axen-Decke abgelagerten Gesteine der Drusberg-Decke liegen heute zuoberst, die Griessstock-Decke zuunterst.

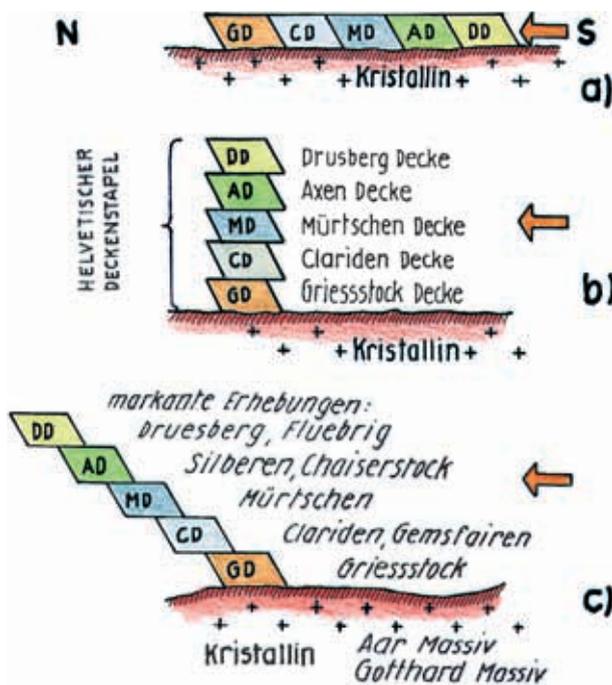


Abb. 1.12 Stapelung der Helvetischen Decken (schematisch). Was aus dem südlichsten helvetischen Ablagerungsraum stammt, liegt heute am nördlichsten.



Abb. 1.13 Der hellgrau anwitternde Schrattenkalk ist oft reich an Fossilien, die ihn von anderen Kalken unterscheiden.

Nicht alle Gesteinsschichten verhalten sich bei der Faltung gleich. Die imposanten und schön sichtbaren Falten werden vor allem durch die starren, kompetenten Kalksteine wie Quintner Kalk, Schratenkalk und Seewer Kalk gebildet (Abb. 1.14). Weichere, inkompetente Gesteine (Mergel, Schiefer) bilden das Füllmaterial und sind oft unter Grashalden versteckt.

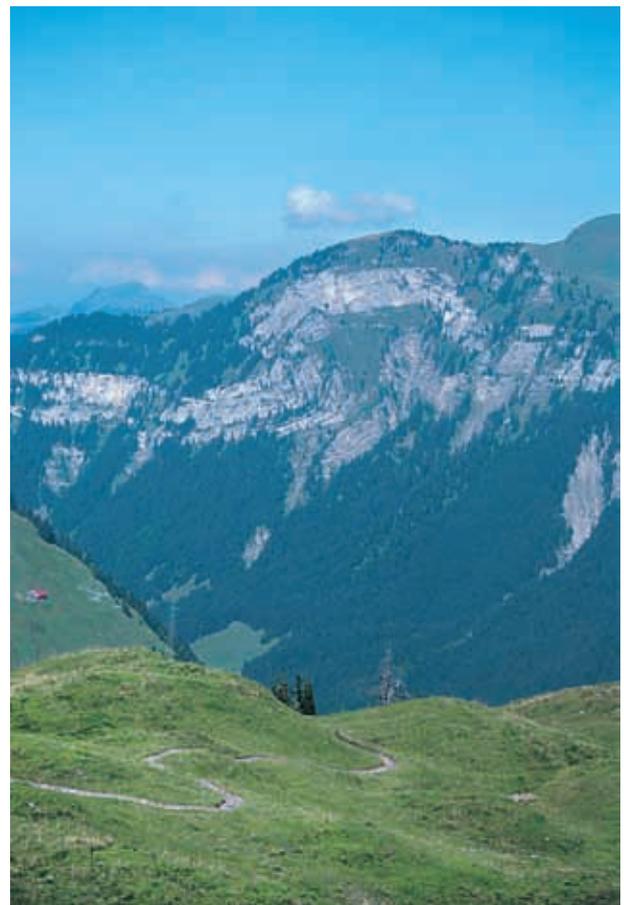


Abb. 1.14 Falte im Schrattenkalk an der Totenplangg im Waagtal

Jahre vor heute	Ära	Abteilung	Schichtglied	Gesteinsart	
65 Mio.	Känozoikum (Erdneuzeit)	Tertiär	Oligozän	Jüngster helvetischer Flysch	Mergel, Sandstein, Dachschiefer
				Taveyanne-Sandstein	Vulkanitischer, gräulich-schwärzlicher Sandstein
				Burg-Sandstein	Sandstein-Flysch
			Eozän	Stad-Mergel	Globigerinenmergel
				Nummulitenkalk	Kalk mit versteinerten Nummuliten, Grünsandstein
140 Mio.	Mesozoikum (Erdmittelalter)	Kreide	Wang-Formation	Dunkle Kalke	
			Amdener Formation	Graue, geschichtete Mergel	
			Seewer Kalk	Lichtgrauer Kalk mit welligen, schwarzen Tonhäuten	
			Garschella-Formation (Helv. Gault)	Quarzsandstein, grüne, glaukonitische Sandkalke	
			Schrattenkalk-Formation	Heller, blaugrauer oder bräunlicher Kalk	
			Drusberg-Schichten	Graubraune Mergel, Mergelkalke	
			Altmann-Schichten	Glaukonitische, sandige Kalke mit Ammoniten	
			Helvetischer Kieselkalk	Schwarzblauer, sehr harter, kieseliger Kalk	
			Betlis-Kalk/Diphyoides-Kalk	Gelblich anwitternder Kalk	
			Vitznau-Mergel	Mergel mit Austern	
			Öhrli-Formation/Palfris-Formation	Oolithische Kalke und Mergel/Mergelschiefer	
			Zementstein-Formation	Mergelige Kalke	
			210 Mio.	Jura	Malm
Schilt-Formation	Wechselagerung Mergel/Kalk und Kalke				
Blegi-Eisenoolith	Eisenhaltiger Oolith				
Dogger	Reischibe-Formation	Echinodermenbrekzie			
	Bommerstein-Formation	Eisensandstein, Tone			
Lias	Mols-Member	Schwarze Tonschiefer			
250 Mio.	Trias	Keuper	Quarten-Formation	Rote und grüne Schiefer	
		Muschelkalk	Röti-Dolomit	Dolomit, Rauhacken	
		Buntsandstein	Melser Sandstein	Grobe, quarzreiche Sandsteine	
	Paläozoikum (Erdaltertum)	Karbon Perm	Verrucano	Brekzien, Sandsteine, Schiefer, Vulkanite	
			Kristallines Grundgebirge	Gneise, Granit	

Tab. 1.2 Schichtfolge des Helvetikums

### 1.3.3.2 Einzelheiten im Bau der Helvetischen Decken

Innerhalb des helvetischen Ablagerungsraumes nimmt die Meerestiefe von Norden gegen Süden langsam zu, es treten aber auch immer wieder Hochzonen auf. Deshalb zeigen die Gesteinsabfolgen auch innerhalb des Helvetikums je nach Ablagerungsort Unterschiede, anhand derer sich die Decken charakterisieren lassen.

#### Griessstock-Decke

Es gibt keine Regel ohne Ausnahme, auch zu Abb. 1.12 nicht! Der Hauptteil der Griessstock-Decke befindet sich heute analog zu Abb. 1.12 südlich des Klausenpasses. Die Wageten-Kette (Wageten, Brüggler, Chöpfenberg) hingegen ist ein völlig isolierter Teil der Griessstock-Decke, der heute nördlich der Drusberg-Decke liegt. Die Ausbildung der einzelnen Gesteinsschichten deutet darauf hin, dass die Wageten-Kette und die Gesteine des Griess-

stock ursprünglich zusammengehörten. Dabei wurde der jüngere Teil der Griessstock-Decke beim Vorbeigleiten der höheren Decken abgeschert, mitgerissen und nach Norden verfrachtet. Die Wageten-Kette besteht aus Quintner Kalk, in der Mächtigkeit stark reduzierten Gesteinen der Kreide, Nummulitenkalk, Stad-Mergel und Taveyanne-Sandstein des Tertiärs.

#### Clariden-Decke, Glarner-Decke, Mürtschen-Decke

Die nächsthöheren Decken, die Clariden-, die Glarner- und die Mürtschen-Decke, liegen in den Schwyzer Bergen unter der Axen-Decke und höheren Decken begraben oder gelangten gar nicht bis ins Kantonsgebiet. Kein einziger Schwyzer Gipfel gehört zu diesen Decken.

#### Axen-Decke

Die Axen-Decke bedeckt die Fläche südlich des Riemstaldnertals bis zur Linie Klausenpass–Urner

Boden–Braunwald, weiter bis zum Glärnisch und der Kette nördlich des Klöntalersees, Twiren, Mättlistock, Dejenstock (Abb. 1.2). Die ältesten Schichten der Axen-Decke reichen im Bisistal bis in den Lias, im Brunalpeli, im Robutzli und im Aufstieg zur Charetalp bis in den Dogger. Hauptmerkmal der Axen-Decke ist der mächtige Malm mit der Schilt-Formation und dem Mergelband zwischen Unterem und Oberem Quintner Kalk. In der Abfolge der Helvetischen Gesteine (Tab. 1.2) sind die weiche, inkompetente Zementstein-Formation und die Öhrli-Mergel ideale Gleithorizonte, auf denen die Kreide als Teildecken (**Bächistock-Decke** und **Silbernen-Decken**) abgeschert und nach Norden verfrachtet wurde. Die Bächistock-Decke und die Silbernen-Decken lassen sich, schön übereinander gestapelt, von der Silbernen hinunter ins Bisistal, über den Wasserberg ins Hürital und über den Blüenberg bis zum Chaiserstock verfolgen. Die Bächistock-Decke reicht sogar bis an den Urner See.

Ebenfalls zu den Silbernen-Decken gehören der Chalberstock östlich von Euthal, die Aubrige, der Gugelberg nördlich des Wägitalersee und der Urmiberg (Abb. 1.15). Diese Berge sind nicht mehr mit der basalen Axen-Decke verbunden und liegen isoliert ganz im Norden des Helvetikums. Mit zunehmender Alpenbildung kam es zusätzlich zur Nord–Süd Verkürzung zu einer leichten West–Ost Verformung. Daraus resultierte eine grosse Senke,

die Bisistal-Depression, als Mulde mit den Hochzonen westlich (Rophaien, Rossstock) und östlich (Glärnisch) davon. Später schob sich die Drusberg-Decke von Süden nach Norden darüber, riss jene Teile der Decke, die das Vorbeigleiten behinderten, weg und verfrachtete sie an ihre heutige Position. Im Gross Mälchtal und auf der Toralp ist der Zusammenhang zwischen der Silbernen- und der darübergefahrenen Drusberg-Decke noch erkennbar. Hier befindet sich die Toralp-Serie (Kap. 2 Geotop-Beispiel 8), eine auf der Silbernen-Decke liegende Verkehrtabfolge der Drusberg-Decke (die jungen Schichten liegen unten, die alten oben).

### Drusberg-Decke

Die Hauptmasse der Drusberg-Decke besteht aus Gesteinen der helvetischen Kreide. Sie erstreckt sich vom Vierwaldstättersee (nördlich des Riemenstaldnertals, Fronalpstock), über das Muotatal, die Sihltaler Alpen, die Wägitaler Berge bis zum Wiggis (Abb. 1.2). Zwischen dem Sihltal und dem Glarnerland sind die Bergketten Fluebrig–Druesberg (**Fluebrig–Drusberg-Element**), Bockmattli–Ochsenkopf (**Rederten-Element**) und Wiggis–Risetan (**Wiggis-Element**) als drei Teilelemente der Drusberg-Decke zu verstehen. Sie wurden bei ihrer Platznahme schräg auseinander geschert.

Diese drei Teilelemente bilden komplizierte Falten. Es sind drei Bergzüge in Nordost–Südwest-Rich-



Abb. 1.15 Der Urmiberg (Silbernen-Decke) gehört wie die Rigi Hochflue (Bächistock-Decke) zu den Helvetischen Randketten.

tung, die alle gegen Westen einfallen. Das **Wiggis-Element** bildet oberhalb von Näfels die weite Obersee Mulde. Der Nordschenkel dieser nach oben offenen Grossfalte steigt zur Fridlispietz–Risetten-Kette an, der Südschenkel zum Rautispitz. Westlich davon liegt das **Rederten-Element** mit der Bergkette zwischen Oberseetal und Wägital (Ochsenschopf, Zindlenspietz, Bockmattli). Seine Strukturen mit einem Wechselspiel von Mulden und Gewölben sind dem Wiggis-Element ähnlich. Eine markante Faltenumbiegung ist an der Stirnzone am Schiberg–Bockmattli zu sehen (Abb. 1.16).



Abb. 1.16 Eine Faltenumbiegung ist als steil zum Wägital abfallende Stirnzone am Schiberg–Bockmattli (Rederten-Element der Drusberg-Decke) zu sehen.



Abb. 1.17 Das Roggenstöckli: Der südlichste Teil der Drusberg-Decke liegt als Klippe isoliert auf der Silberren-Decke in einer sanften Mulde.

Das **Fluebrig–Drusberg-Element** baut, beginnend mit der Stirn am Fluebrig (OCHSNER 1921, RICK 1985, 2002), die Sihltaler Alpen auf. Es gipfelt im Druesberg und lässt sich über Forstberg–Sternen–First, die Mulden von Hinter Oberberg und Illgau in die Fallflue und die beiden Gibel bis zur Fronalstock-Gruppe und den Urnersee verfolgen. Die Berge westlich des Sihltales (Twäriberg, Rütistein, Schülberg, Biet, Leiterenstollen) sind über dem kompetenten, starren Kieselkalk auf den inkompetenten Drusberg-Schichten (Mergelschiefer, die ideale Gleithorizonte bilden) von der tieferen Drusberg-



Abb. 1.18 Der Forstberg (Drusberg-Decke) im Vordergrund, dahinter die Silberren und die Glärnisch-Gipfel Ruchen und Bächistock (Bächistock-Decke)

Decke abgeglitten. Dazwischen bildete sich das hintere Sihltal. Gesteine des Tertiärs sind auf dem Fidisberg, dem Biet und der Totenplangg aufgeschlossen. Am Stock befindet sich ein Aufschluss der Inneren Einsiedler Schuppenzone (Kap. 1.3.4) mit doppelter Nummulitenkalk-Abfolge.

Ebenfalls zur Drusberg-Decke gehört das Roggenstöckli (Abb. 1.17 und Kap. 2 Geotop-Beispiel 8) zwischen Bödmerenwald und Silberen. In einer Senke der Silberen-Decke ist beim Vorbeigleiten der Drusberg-Decke ihr südlichster Teil als kleine Klippe zurückgeblieben.

Die Wageten-Kette (Griessstock-Decke), die Aubrig-Kette, die Rigi-Hochflue und der Urmiberg (alle Bächistock- und Silberen-Decke) werden auch als **Helvetische Randketten** bezeichnet. Dieser Name stammt von ihrer Stellung am Nordrand der Alpen. Auch Mattstock und Säntis nehmen „Randkettenstellung“ ein.

### 1.3.4 Innere und Äussere Einsiedler Schuppenzone

Den schönsten Querschnitt durch die Äussere Einsiedler Schuppenzone bieten die Gesteinsfolgen am Sihlsee beidseits des Steinbach-Viadukts (Abb. 1.19 und Abb. 2.5 Kap. 2). Die Felsrippen, die nördlich von Euthal zum Sattelchöpfli und jene, die vom Steinbach zum Hummel hochziehen, sind Teile der Äusseren (alpenfernen) Einsiedler Schuppenzone. Wie der Name sagt, ist die Gesteinsserie „verschuppt“, d.h. dachziegelartig übereinandergeschoben (JEANNET et al. 1935, LEUPOLD 1937, 1943, HERB & HOTTINGER 1965, KUHN 1972). Die Schuppenzone besteht aus einer mehrmaligen Wiederholung jüngster helvetischer Ablagerungen: Amdener Formation, Nummulitenkalk, Glaukonit-Sandstein, Stad-Mergel und teils noch Burg-Sandstein (Tab. 1.2). Früher wurde die Einsiedler Schuppenzone als „Ein-



Abb. 1.19 Die Äussere Einsiedler Schuppenzone – Blick vom Sihlsee gegen die Hagelflue

siedler Flysch“ bezeichnet. Sie enthält jedoch kaum Flysch-Sedimente, sondern diese sind in einer frühen Phase der alpinen Gebirgsbildung von der Drusberg-Decke (Kap. 1.3.3.1) abgeglitten. Die Amdener Formation bildete dabei ideale Gleithorizonte. Ein Teil blieb auf halber Strecke stecken und bildet die Innere (alpennahe) Einsiedler Schuppenzone.

Die **Äussere Einsiedler Schuppenzone** lässt sich mit Unterbrüchen durch den ganzen Kanton verfolgen (Abb. 1.2, 1.8). Sie verläuft von der Fälmisegg ins Teuffibachtobel bei Gersau, über das Gätterli zum Lauerzersee, über die Insel Schwanau hinauf zur Burg, über Ufem Tritt, Hummel, Steinbach (Abb. 1.20) und weiter ins Wägital, von Vorderthal bis zum Chöpfenberg.

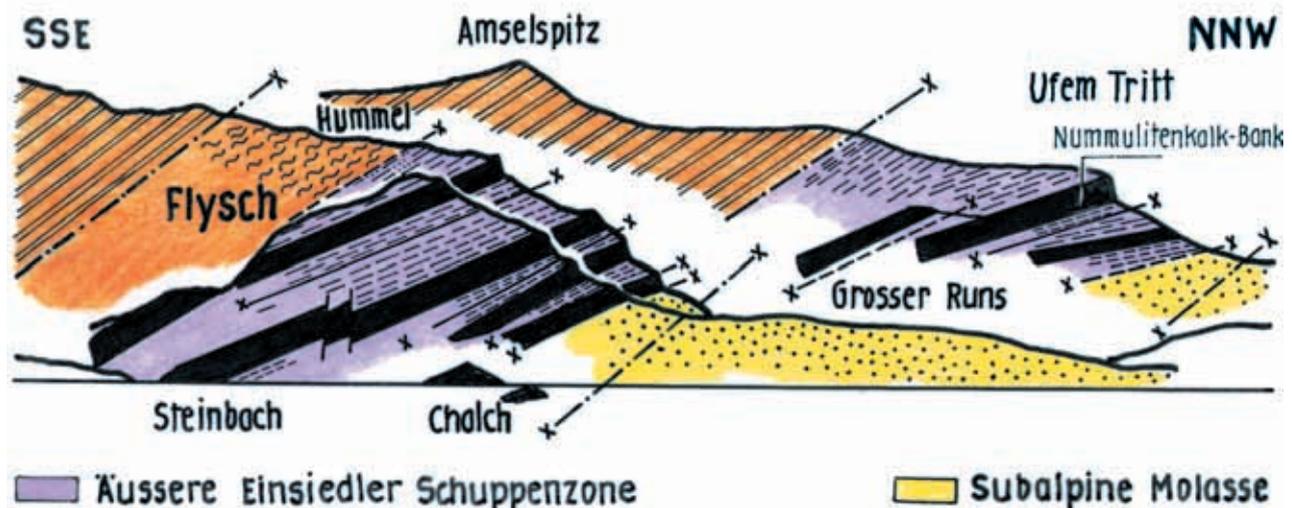


Abb. 1.20 Die Verschuppung der Äusseren Einsiedler Schuppenzone beim Steinbachviadukt (nach KUHN 1972)



Abb. 1.21 Nummuliten sind von Auge gut sichtbare, einzellige Lebewesen mit spiralg aufgebautem Gehäuse. Durchmesser eines Nummuliten auf dem Foto zirka 2 cm.

Die **Innere Einsiedler Schuppenzone** erstreckt sich ebenfalls über grosse Teile des Kantons, tritt jedoch weniger markant in Erscheinung. Aufgeschlossen ist sie bei Schwyz, bei der Haggenegg, am Gschwändstock, am Charenstock, oberhalb der Sihltalhütte hinter Studen, im Chli und Gross Mutzenstein und in der Rot Wand westlich des Wägitaler Sees.

### 1.3.5 Schwyzer Klippen: Penninikum und Ostalpin

Auf dem Roggenstock hat man den Gesteins-Grund des ur-afrikanischen Randmeeres unter den Füssen! Diese Gesteine stammen wie diejenigen der Mördergruebi,

des Gross- und des Hudelschijen vom südlichen Flachwasserbereich des Ur-Mittelmeeres Tethys. Sie gehören zum Ostalpin. Die Sandsteine und Dolomite der Trias sind 200 Millionen Jahre alt und somit die ältesten Gesteine im Kanton. Sie liegen heute auf jüngeren Gesteinen, isoliert auf Gesteinen nördlicherer Ablagerungsräume. Dafür braucht man das Fachwort **Klippe**. KAUFMANN (1876) hat erstmals erkannt, dass diese Gesteine wie Fremdlinge auf ihrem Untergrund liegen.

Die bekanntesten Klippen sind die Mythen. Die Rotenflue, der Chli Schijen und kleine Bereiche am Brünnelistock gehören ebenfalls der Klippen-Decke an.

#### 1.3.5.1 Die Gesteine des Roggenstock und der Mördergruebi

Weite Teile der Ostalpen bestehen aus Gesteinen, wie sie in der Gipfelregion des Roggenstock (Abb. 1.22 VII) auftreten. Dolomit kommt hauptsächlich im Unterengadin und – wie der Name sagt – in den Dolomiten vor. Die Kalke der Roggenalp-Schuppe (Abb. 1.22 VI) haben ebenfalls Äquivalente in den Ostalpen. Diese Schuppe war wahrscheinlich ursprünglich mit der Roggenstockschuppe verbunden und wurde später von ihr überfahren. Radiolarite und Ophiolithe (Abb. 1.22 V), wie sie auch auf der Westseite der Mördergruebi auftreten, wurden im tiefen Meer, in Zusammenhang mit untermeerischen Magmaergüssen an Mittelzoanischen Rücken, abgelagert. Diese Gesteine

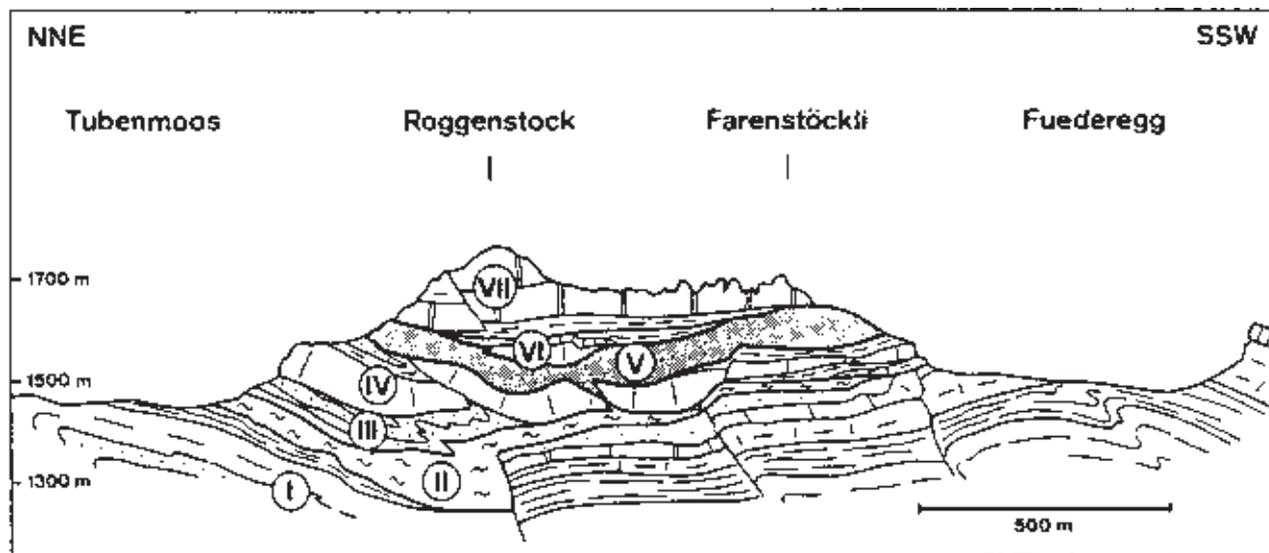


Abb. 1.22 Der Roggenstock, ein Berg aus sieben Decken (nach TRÜMPY 1985)

VII	Sandsteine, Raibler-Schichten, Hauptdolomit der Trias, älteste Gesteine im Kt. Schwyz	Oberostalpin
VI	Schuppe der Roggenalp: Kalke des Trias und Lias, „Die kleinste Decke der Welt“	Unterostalpin (?)
V	Radiolarit, Ophiolith, Kalke und Schiefer	Südpenninikum
IV	Kalke des Jura, Fleckenkalke und Couches Rouges der Kreide, Flysch	Mittelpenninikum
III	Wägitaler Flysch	Nordpenninikum
II	Wildflysch, Iberg-Mélange	
I	Kreide und Eozän der Drusberg-Decke	Helvetikum



Abb. 1.23 Die Mythen und die Rotenflue liegen als schroffe Klippen auf der sanften Flysch-Landschaft. Die auffällig rote Gipfelkappe des Grossen Mythen ist aus Couches Rouges, grau-rötlichen Mergelkalken der jüngeren Kreide-Zeit, aufgebaut.

sind von vielen kleinen Scherflächen durchsetzt und zerbrochen. Sie neigen zu Sackungen, Rutschungen und Schuttbildung. Die Minster und ihre Zuflüsse liefern daher viel Radiolarit- und Ophiolith-Schutt.

Der Roggenstock ist mit seinen 1778 m ü.M. eher ein bescheidener Berg. Aus geologischer Sicht aber übertrifft er mit seinen sieben Decken viele höhere Berge. Abb. 1.22 zeigt die Gesteinsabfolge am Roggenstock, die sich an der Mördergruebi, am Gross- und am Hudelschijen ähnlich gestaltet. Wie in Kap. 1.2.2 dargestellt, liegen die Gesteine aus dem südlichsten Ablagerungsraum (Oberostalpin als südlichster Teil des Ostalpin) zuoberst, die helvetische Drusberg-Decke zuunterst.

### 1.3.5.2 Die Mythen

Die Mythen gehören sicherlich zu den eindrucksvollsten Klippen der Schweiz. Aus einer sanften Landschaft (typisch für Flysch) ragen felsig die beiden Gipfel empor (SMIT SIBINGA 1921). Die Schichtfolge der Mythen ist lückenhaft. Die Gesteine der Mythen und der Rotenflue entstammen der mittelpenninischen Schwelle, einer Hochzone im sonst tiefmeerischen Penninikum. Im Sattel zwischen den beiden Mythen beginnt die Gesteinsfolge mit einem Schachtelhalm-führenden Sandstein der Trias. Der Hauptteil der Mythen besteht aus Malm-Kalken (WEISS 1949). Am Kleinen Mythen kommt an der Basis zusätzlich lokal eine ältere Kristallin-Brekzie vor (VOGEL 1978, FELBER 1984). Bei der auffallend roten Gipfelpartie des Grossen Mythen handelt es sich um grau-rötliche Mer-

gelkalke der Oberkreide, um sogenannte **Couches Rouges** (LIENERT 1959, 1967). Ein Band von rötlichen Mergelkalken umgibt auch die Rotenflue. Zwischen den Malm-Kalken und den Couches Rouges der Rotenflue findet sich noch ein fleckiger Kreide-Kalk, der Silex-Knollen enthält.

### 1.3.5.3 Wie die Klippen in den Kanton Schwyz kamen

Die ostalpine Roggenstock-Decke sowie Radiolarite und Ophiolithe sind auf das Ybrig beschränkt. Die penninische Klippendecke, wie sie an den Mythen vorkommt, tritt in den westlichen Zentralschweizer Klippenbergen Buochserhorn, Stanserhorn, den Giswiler Stöcken und im Rotspitz wieder auf. Sie fehlt dann bis westlich des Thunersees, wo sie als grosse zusammenhängende Decke der Préalpes Romandes wieder einsetzt. Zwischen den Klippenbergen der Zentralschweiz und den Préalpes fehlen Klippen-Elemente. Früher glaubte man, die Klippen seien als ganze zusammenhängende Decke überschoben worden. Gebietsweise wären dann Teile dieser Decke vollständig erodiert und einzelne Überreste, die heutigen Klippen eben, zurückgeblieben. Da in den Zwischenbereichen selbst kleinste Reste fehlen, ist diese These suspekt. Viel eher gelangten die verschiedenen Klippen einzeln auf unterschiedlichen Wegen an ihre heutige Stelle. Beim Transport über hügeliges Relief wurden die Decken auseinandergerissen und kamen als einzelne Bruchstücke durch Depressionen, Senken in der Oberfläche (Bisistal- und Haslital-Depression), an ihre heutige Position (Kap. 7).

## 1.4 Eiszeitalter

War es die Sintflut, die ortsfremde Gesteine aus den Alpen ins Mittelland spülte? Diese Frage beschäftigte die Forscher lange Zeit. Schon im späten 18. Jahrhundert fiel dem Sohn des Pfarrers von Grindelwald auf, dass alte Moränen weit ausserhalb der Gletscher lagen. Der Walliser Forstingenieur Venetz mutmasste in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts als erster, dass die Alpengletscher bis ins Mittelland vordrangen. De Charpentier, Direktor der Salzminen von Bex, hielt erstmals öffentlich eine Rede über solche Gletscher- ausdehnungen und wurde ausgelacht. Letztendlich verhalf LOUIS AGASSIZ 1840 der Eiszeittheorie zum Durchbruch.

Vor der Mitte des 19. Jahrhunderts war klar, dass mindestens zwei Kaltzeiten existierten. HEER (1865, 1879) fand in Warmzeiten abgelagerte Schieferkohlen zwischen kaltzeitlichen Ablagerungen. PENCK erkannte um 1885 drei Vereisungen, 1901 deren vier, die er nach den süddeutschen Flüssen Günz, Mindel, Riss und Würm benannte. In der Folge stieg die Anzahl Kaltzeiten ständig an. Nach heutigen Erkenntnissen sind es mindestens 12 Kaltzeiten mit markanten Gletschervorstössen.

Früher wurden die Ablagerungen des vorletzten Gletschervorstösses als „Riss“ bezeichnet und als die grössten Vorstössen interpretiert. Untersuchungen zeigten, dass die vorletzte Kaltzeit bei weitem nicht die grösste war. Heute spricht man von „Grossen und Grössten Vergletscherungen“, von denen die mächtigen Ablagerungen stammen. Die „Würm“-Kaltzeit wird einfach „Letzte Vergletscherung“ genannt (SCHLÜCHTER & KELLY 2000). Der ganze Zeitabschnitt der Klimaschwankungen umfasst als **Eiszeitalter** mit **Kalt-** und **Warmzeiten** die letzten zwei Millionen Jahre. In der grössten Kaltzeit vereinigten sich die grossen alpinen Gletscherströme bei Koblenz und stiessen bis Möhlin

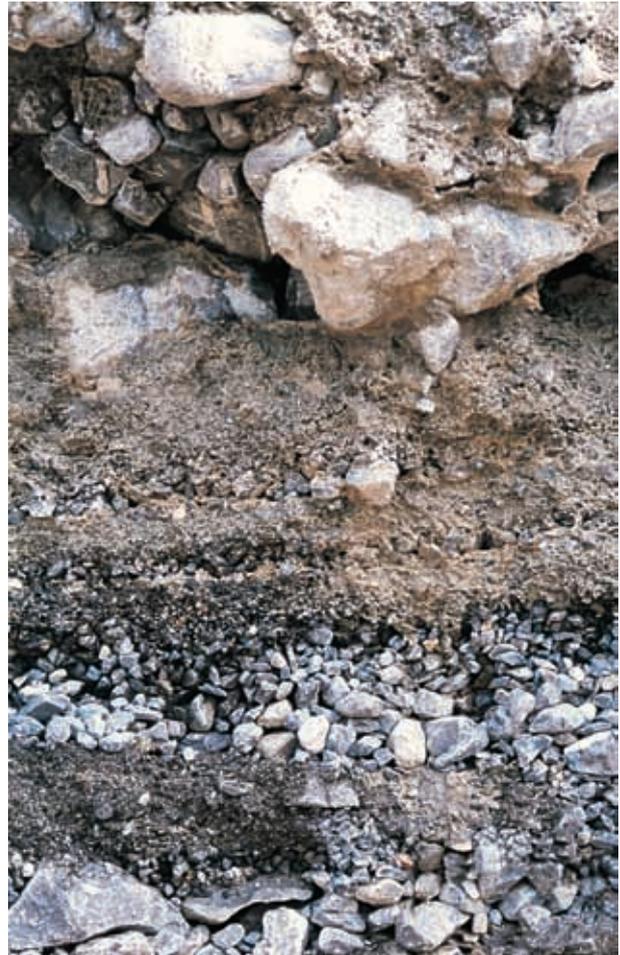


Abb. 1.24 Wechsellagerung Moräne (reine Gletscherablage- rung) und eisrandnahe Schotter. Die Moräne ist chaotisch, die eisrandnahen, etwas verschwemmten Schotter sind eingeregelt.

vor. Die Ablagerungen der verschiedenen Kaltzeiten sind nur lückenhaft vorhanden, zu oft hat ein neuer Vorstoss die alten Ablagerungen überprägt. Die Warmzeiten können aufgrund der unterschiedlichen Floren und Faunen unterschieden werden (Kap. 1.7).

Prozess (Was macht der Gletscher?)	Resultierende Form (Wie sieht es aus?)
<b>Erosion / Abtrag</b>	
Abrasion: Feine Gesteinspartikel am Gletschergrund scheuern das felsige Gletscherbett	Gletscherschliff
Plucking: Das Eis bricht Gesteinsstücke aus dem Fels	Ausgebrochene Hohlformen auf der Leeseite von Rundhöckern
Schmelzwassererosion: Schmelzwasser am Gletscherbett erodiert den Fels oder Lockergestein	Gletschertöpfe, Strudellöcher im Fels (alte Bez. Gletschermühlen)
<b>Sedimentation / Ablagerung</b>	
Ablagerung von Lockermaterial am Gletschergrund	Grundmoräne mit gekritzten Geschieben
Bulldozing: Verformung des Lockermaterials an der Gletscherfront beim Gletschervorstoss	Endmoräne
Ausschmelzen von Lockermaterial an der Oberfläche	Mittel-, Ober- und Seitenmoränen
Schmelzwassersedimentation: Mit dem Schmelzwasser transportiertes Lockermaterial wird abgelagert	Sander: Schotterebenen vor dem Gletscher Esker: Mit Schotter gefüllte Gletscherkanäle

Tab. 1.3 Gletscher gestalten die Kleinformen einer Landschaft (nach HAEBERLI et al. 2000).



Abb. 1.25 Findling von Knonau (Kt. Zürich). Während des Eiszeitalters fiel dieser Nagelfluhblock vom Rossberg auf den Reuss-Gletscher und wurde nach einem Transportweg von 18 km in Knonau als ortsfremdes Gestein (Findling) abgelagert.

#### 1.4.1 Eiszeitliche Gletscherstände – eine Spurensuche

Der Linth-Gletscher soll über den St.Meinrad ins Sihltal geflossen sein? Weshalb weiss man, dass der Muota/Reuss-Gletscher aus dem Muotatal und dem Urnerland fast bis Bennau vorgedrungen ist?

Zum Glück hinterlassen die Gletscher Spuren. Gletscher fliessen ähnlich wie Honig auf einer schiefen Ebene langsam abwärts (heutige Alpengletscher 50–100 m/Jahr, polare Eisströme 500–1000 m/Jahr). Ein Gletscher schafft dadurch einerseits Gesteinsmaterial weg, er **erodiert**, andererseits kann er auch grosse Mengen Lockermaterial anhäufen, **sedimentieren**. In

Tab. 1.3 sind Prozesse und die daraus resultierenden Formen aufgelistet. Die heutige Landschaftsform weist sowohl Erosions- als auch Sedimentationsformen auf. Moränen, Rundhöcker, Findlinge, Schotterfelder und Terrassen ermöglichen die Rekonstruktion alter Gletscherstände und Fliessrichtungen. Sich wiederholende Wechsellagerungen von Moräne und Flussablagerungen bekunden mehrere Gletschervorstösse.

Analysen von Lockergestein in Schottern und Moräne liefern zusätzliche Informationen über das Einzugsgebiet der Gletscher. Die verschiedenen alpinen Gletscher zeichnen sich durch charakteristische Leitgesteine aus, die nur aus dem Einzugsgebiet eines bestimmten Gletschers stammen können. Für den Linth-Gletscher ist es Verrucano, für den Rhein-Gletscher Juliergranit und für den Reuss-Gletscher Windgällen-Porphyr. Aaregranit kommt im Reuss-Gletscher vor, nur selten im Linth-Gletscher.

#### 1.4.2 Der Kanton Schwyz unter Eis

Die eiszeitlichen Gletscher haben auch im Kanton Schwyz ihre Spuren hinterlassen. Es sind vor allem Moränen, Findlinge und Schotter, die Aussagen über die Ausdehnung und Mächtigkeit einstiger Schwyzer Gletscher liefern.

Der Linthanteil des **Linth/Rhein-Gletschers** mit seinen Zuschüssen, dem Wägitaler- und dem Alp/Sihl/Minster-Gletscher, und der **Muota/Reuss-Gletscher** bedeckten den Kanton Schwyz während des Eiszeitalters grossflächig (HANTKE 1980). (Der Muota/Reuss-Gletscher wird in Kap. 3 ausführlich beschrieben.) Besonders während der eiszeitlichen Gletscher-



Abb. 1.26 Am Fusse des Bös Fülen und des Grisset sind im Sonnenlicht Moränen der Kleinen Eiszeit zu sehen.

hochstände haben sich die verschiedenen Gletscher gegenseitig beeinflusst. Grosse Gletscher drängten kleine Seitengletscher in ihre Täler zurück. Die Mächtigkeit der einzelnen Gletscher kann anhand der höchstgelegenen Findlinge bestimmt werden. Die Eisströme waren zeitweise über 1500 m mächtig. Mit Ausnahme einiger über die Eisoberfläche ragender, steiler Gipfel (Nunatak) war der ganze Kanton eisbedeckt.

Am Ende der letzten Kaltzeit schmolz das Eis mit kurzen Wiedervorstossphasen zurück. Heute vermögen nur noch kleine Firnfelder am Bös Fülen den Sommer zu überdauern. Kleinere Moränenwälle im Vorfeld stammen aus der **Kleinen Eiszeit**, Eisvorstössen zwischen 1600–1850 (Abb. 1.26).

#### 1.4.2.1 Grössere Vergletscherungen

Zur Zeit der grössten Vergletscherungen vor 780'000 Jahren lag der Kanton Schwyz zu über 95 % unter Eis. Die Einsattelungen zwischen Ibergeregge und Haggenegg bildeten Firnsättel zwischen dem Muota/Reuss-Gletscher im Süden und dem Minster-, resp. Alp-Gletscher im Norden. Eis floss zudem über den Pragelpass und die Goldplangg zwischen Muotathal und Riemenstalden. Auf dem Stöcklichrüz, auf 1200 m ü.M.,

berührten sich Sihl- und Linth-Gletscher. Während der Maximalausdehnung reichte der Linth-Gletscher bis zum Raten, was für den Linth-Gletscher typische Leitgesteine, die dort zu finden sind, belegen. Ein Seitenarm des Muota/Reuss-Gletschers floss durch das Rothenthurmer Tal.

#### 1.4.2.2 Letzte Vergletscherungen

Zur letzten Kaltzeit, mit der Maximalausdehnung der Gletscher vor zirka 18'000 Jahren, lagen erneut über 90% des Kantons unter dem Eis. Eine Zunge des Linth-Gletschers floss über den St.Meinrad-Pass und zwischen Etzel und Höhronen gegen Einsiedeln und staute den Sihl-Gletscher. Zwei mächtige Endmoränen sind Zeugen davon. Einerseits bildet der Endmoränenkranz Altberg–Hartmannsegg–Hinterhorben den Abschluss des Linth-Gletschers (die Gletscherzunge lag in der Schwantenu), andererseits ist es die mindestens 100 m mächtige Endmoräne des Sihl-Gletschers von Ober-Waldweg (Abb. 1.27). Die beachtliche Breite der Moränen deutet auf mehrere Gletschervorstösse in verschiedenen Kaltzeiten hin. Eine solche Menge Moränenmaterial kann unmöglich während eines einzigen Hochstandes angehäuft werden. Beim Abschmelzen des Sihl-Gletschers bildete sich am Ende einer Eiszeit ein Ur-Sihlsee.



Abb. 1.27 Schwantenu mit dem Endmoränenkranz Hartmannsegg–Hinterhorben. Während der letzten Vergletscherung floss der Linth-Gletscher zwischen Etzel und Höhronen dem Sihl-Gletscher entgegen. Die Gletscherzunge des Linth-Gletschers lag in der Schwantenu.



Abb. 1.8 Karstoberfläche mit den typischen Rillen im Gestein, die durch Kalklösung in Kontakt mit Wasser entstehen.

In älteren Kaltzeiten lagerten Schmelzwässer des Linth-Gletschers und des kuchenförmig am Buechberg stürnenden Wägitaler Gletschers glaziale Schotter ab. In Warmzeiten wuchsen Bäume auf diesem Lockermaterial. Mittelmoränen, kiesreiche Moränen, Schotter und Findlinge belegen, dass der Benkner Büchel und der Buechberg in der jüngsten Kaltzeit wieder von Eis überflossen wurden. Der Wägitaler Gletscher wurde vom wachsenden Linth-Gletscher wieder ins Wägital zurückgedrängt.

## 1.5 Verwitterung und Gesteinsabtrag

Gesteine, die frei an der Oberfläche liegen, verwittern mechanisch und chemisch. **Mechanische Verwitterung** geschieht durch Gesteinszertrümmerung. Schwächezonen (feine Risse, Klüfte, Scherstörungen) begünstigen das Eindringen von Wasser, welches gefriert und das Gestein sprengt (Frostspaltung). Bei der **chemischen Verwitterung** hingegen wird das Gestein durch chemische Reaktionen zwischen Wasser und Gestein gelöst.

Die Berge werden jedoch nicht nur abgetragen und ständig kleiner. Die Hebung der Alpen (und des Alpenvorlandes) geht bis heute weiter. Die Hebungsraten, gemessen gegenüber einem Referenzpunkt in Aarburg, betragen im Raume Luzern–Goldau zwischen 0.25 mm/Jahr und 0.3 mm/Jahr. In Richtung Alpen nimmt die Hebungsraten zu. Der Gotthard hebt sich, nach Messungen der Landestopographie, zirka 1 mm/Jahr. Demgegenüber stehen Erosionsraten ähnlicher Grössenordnung. Dabei beträgt die chemische Verwitterung zirka  $\frac{1}{6}$  der mechanischen Verwitterung (JÄCKLI 1958).

Sowohl die mechanische als auch die chemische Verwitterung sind im Kanton Schwyz sehr gut beobachtbar. Rutschungen, Sackungen und Murgänge kommen überall vor. Grössere Ereignisse wie die Goldauer Bergstürze (Kap. 3.7) prägen das Landschaftsbild.

Auch in Zukunft sind Felsstürze nicht ausgeschlossen, was jüngste Ereignisse wie die Felsstürze am Druesberg 1989 und am Mythen 1998 belegen. Die grosse Anzahl Höhlen und die riesigen verkarsteten Gebiete zeugen von chemischer Verwitterung.

### 1.5.1 Karst und Höhlen

Als Karst (Abb. 1.28) wird eine Landschaftsform bezeichnet, die durch chemische Verwitterung von hauptsächlich kalkreichen Gesteinen entsteht. Die Oberflächenentwässerung fehlt. Das Wasser versickert in den Untergrund, setzt dort seine lösende Wirkung fort und bildet Höhlensysteme. In einer Karstquelle tritt es am Rande des Karstgebietes wieder an die Oberfläche. Dolinen (Abb. 1.29) sind typische Erscheinungen in Karstgebieten.

Nicht alle kalkhaltigen Gesteine sind gleich gut löslich, hauptsächlich Quintner Kalk, Schrattenkalk und Seewer Kalk sind verkarstungsfähig. Mergelige, tonige Schichten wie Amdener Mergel oder Drusberg-Schichten hingegen lösen sich weit weniger. Sie bilden deshalb oft die Basis von Höhlensystemen und wirken als Grundwasserstauer.

Ausgedehnte Karstlandschaften wie Silberer und Charretalp, Glattalp und Wägitaler Berge prägen die Schwyzer Alpen. Der Kanton Schwyz beheimatet mit dem **Höllloch** das grösste Höhlensystem Europas und eines der grössten der Welt. Die vermessene Gesamtlänge beträgt 186 km (Stand 2002). Das benachbarte 35 km lange Silberensystem ist mit dem Höllloch durch eine noch nicht begehbare eingestürzte Zone verbunden. Diese Höhlen bildeten sich hauptsächlich im Schrattenkalk, Seewer Kalk und teilweise in den Drusberg-Schichten (WILDBERGER & PREISWERK 1997). Neben den beiden Systemen wurden im Kanton einige Hundert grössere und kleinere Höhlen entdeckt und vermessen.



Abb. 1.29 Dolinen zwischen Spirstock und Nühüttli. Im Untergrund wird Gestein weggelöst bis die Hohlräume zu gross werden und einstürzen. An der Oberfläche sind in der Folge Einsturztrichter erkennbar.

Bedeutende Karstquellen sind die Fläschloch- und Hundslochquelle im Wägital (SCHARDT 1924), die Schlichenden Brünnen, die Brünnen bei Hinter Seeburg im Bisisthal und die Aufstösse in Studen (Kap. 2 Geotop-Beispiel 11). Das durch Karstspalten eingedrungene Regen- und Schmelzwasser durchfließt die unterirdischen Systeme schnell. Infolge der fehlenden Reaktionszeit ist das Wasser von Karstquellen schlecht filtriert.

### 1.5.2 Gesteinsabtrag im Einzugsgebiet des Sihlsees – einige Zahlen

Während früher dem Abtrag ein hoher Stellenwert zugesprochen wurde, hat dieser aufgrund neuerer Messungen und Korrekturen massiv an Bedeutung eingebüsst (HANTKE 1982, 1991, HANTKE et al. 2002Ka-f, AMMANN 1987). Selbst in Gebieten mit vielen erosionsanfälligen Gesteinen wie im Ybrig haben neuere Messungen den Abtrag deutlich nach unten korrigiert.

Seit dem Stau des Sihlsees im Jahre 1937 wurden bis 1978/79 drei Millionen m<sup>3</sup> Lockermaterial im Sihlsee abgelagert. 1.5 Millionen m<sup>3</sup> stammen aus dem Einzugsgebiet der Minster, 400'000 m<sup>3</sup> aus dem Einzugsgebiet der Sihl und 200'000 m<sup>3</sup> aus jenem des Eubach. Für das Einzugsgebiet der Minster erhält AMMANN (1987) einen mittlereren Abtrag von 0.19 mm/Jahr. Er hat versucht, den Schlammabtrag der einzelnen Quellläste zu eruieren. Waag und Chäsvaldbach zeigten mit 0.02 mm/Jahr die kleinste, Heiken- und Surbrunnentobel mit 0.76–1.52 mm/Jahr die grösste Intensität. Vor der intensiven Waldnutzung durch den Menschen dürften die Werte noch tiefer gelegen haben.

Die Intensität der mechanischen Verwitterung ist von der Gesteinsart abhängig. Sie ist hoch an aktiven Hängen, die immer wieder rutschen, und an Schwebestoff liefernden Uferstrecken. Der Surbrunnen-Flysch (Kap. 1.3.2) nimmt eine Zwischenstufe ein zwischen

leicht erodierbarem Lockergestein und hartem Fels, der resistenter gegen mechanische Verwitterung ist.

In den Kalkgesteinen des Helvetikums (Kap. 1.3.3) ist neben dem mechanischen Abtrag der Talränder noch die chemische Verwitterung beteiligt. In der Silberen betrug die Karbonatlösung der Oberfläche während der letzten 10'000 Jahre 0.01 mm/Jahr (Kap. 7.2 und HANTKE 1982). In den Kaltzeiten des Eiszeitalters war die Kalklösung vernachlässigbar klein. Die helvetischen Decken sind in den letzten fünf Millionen Jahren durch Lösung 25–30 m, der wegen seines kieseligen Anteils viel schlechter lösliche Kieselkalk nur um wenige Meter erniedrigt worden.

### 1.6 Talbildung

Ist es Zufall, dass sich die Täler heute genau dort befinden, wo sie sind? Haben Bäche und Flüsse ihren Weg nach dem Zufallsprinzip gewählt und irgendwo ein Tal zu formen begonnen? Die Antwort ist einfach: Nein, es ist hauptsächlich der geologische Bau, die Tektonik, die zur Talbildung führt. Störungen im Gesteinsuntergrund (Scherstörungen, Auf- und Abschiebungen, Blattverschiebungen, Faltenmulden, aufgebrochene Gewölbe, Deckengrenzen) bilden Schwächezonen, die anfällig auf Erosion und Verwitterung sind. Der Gesteinsuntergrund ist nie völlig homogen. All diese Erscheinungen zeichneten Fließgewässern und Gletschern den Weg vor. Die Anlage der Täler ist, entgegen der verbreiteten Meinung, nicht die Folge von Vereisungen, sondern vor allem von gebirgsbildenden Prozessen. Die tektonisch angelegten Täler werden durch anschliessende mechanische Verwitterung ständig breiter. Vor allem Fels- und Bergstürze spielen dabei eine wichtige Rolle.

Man unterscheidet **Längstäler** und **Quertäler**. Ein Längstal verläuft parallel zu Grosstrukturen wie Deckengrenzen oder Faltenachsen, ein Quertal senkrecht dazu. Die Deckengrenzen verlaufen oft zirka

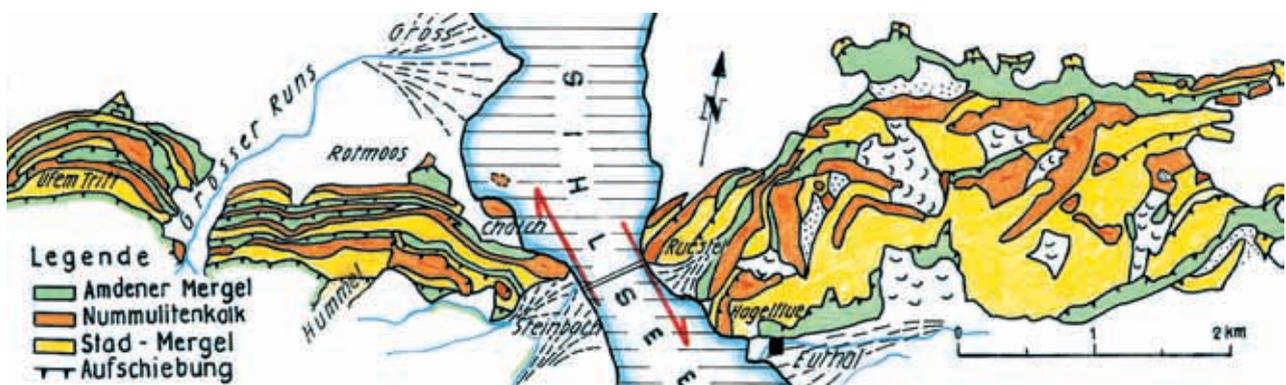


Abb. 1.30 Blattverschiebung im Tal des Sihlsees. Die Äussere Einsiedler Schuppenzone beidseits des Sihlsees wurde um zirka 100m versetzt. Die unterschiedlichen Schichten der Schuppenzone sind farblich differenziert dargestellt (nach HANTKE et al. 1998).

West–Ost (Abb.1.2), so das Riemenstaldnertal. Bisistal und Sihltal hingegen sind Quertäler. Sie bildeten sich entlang Nord–Süd verlaufender Schwächezonen, die während der Deckenbewegung entstanden sind.

### 1.6.1 Die bedeutendsten Täler im Kanton Schwyz

Im **Urner See** liegt der Fels bis gegen 200 m unter dem Meeresspiegel. Die Anlage des Tales ist tektonischen Ursprungs. Eine Blattverschiebung mit einem Versetzungsbetrag von mehr als 700 m existierte bereits vor dem Eiszeitalter. Der Reuss-Gletscher durchfloss in der Folge die tektonisch angelegte Urnersee-Talung.

Im **Muotatal** liegt der Fels nach geophysikalischen Untersuchungen mindestens 120–200 m, lokal gar 500 m unter der heutigen Talsohle. Beim Schlattli und in der Muotaschlucht tritt der Fels jedoch an die Oberfläche. Das Muotatal weist ebenfalls viele Scherstörungen auf. Hangschutt von den Talflanken und der Muota-Gletscher mit seinem glazialen Schutt füllten das Tal bis zum Felsriegel beim Schlattli. Starzlen-, Grindsblacken- und Riemenstaldner-Tal folgen der Deckengrenze zwischen Axen- und Drusberg-Decke.

Scherstörungen und Klüfte prägen auch die **Talung von Rothenthurm**, das **Alptal**, das **Sihltal** und das **Wägital**. Bei der Talung des Sihlsees betragen Versetzungen aufgrund von Scherstörungen über 100 m (Abb. 1.30). Bei der Willerzeller Uferstrasse zeigt sich eine Versetzung von 10 m beidseits der Strasse. Im Waagtal (Kap. 2 Geotop-Beispiel 10) wurde eine horizontale Verschiebung von 330 m und eine vertikale von 280 m gemessen. Die glaziale Aufschüttung beträgt in der Talung von Rothenthurm 50 m. Im Alptal ergab eine Tiefbohrung, dass mindestens 135 m Lockergestein (meist Schotter) das Tal füllen.

### 1.6.2 Die Zürichsee-Talung und wie sie entstand

ALB. HEIM (1894a) betrachtete das Zürichsee-Tal als von einer Ur-Sihl, das Glatttal als von einer Ur-Linth ausgeräumtes Flusstal. Die Wissenschaft glaubte dann lange Zeit, dass das Zürichsee Becken ein rein von Gletschern ausgeräumtes Tal sei (PENCK & BRÜCKNER 1909). Die verkitteten Gesteine auf dem Üetliberg und Albis wurden als glaziale Schotter der ältesten Kaltzeit gedeutet, als Teile einer riesigen bis zum Irchel reichenden Schotterflur. Das ganze Zürichsee Tal wäre anschliessend innerhalb von 600'000 Jahren bis auf den Felsgrund ausgeräumt worden. Folgende Überlegungen widersprechen dieser Annahme und deuten auf eine bereits vor den Gletschervorstössen existierende Hohlform hin. Die „Schotter“ auf Üetliberg und Albis werden nicht mehr als schmelzwasserbedingte Schotterebenen, sondern nach Untersuchungen von WAGNER

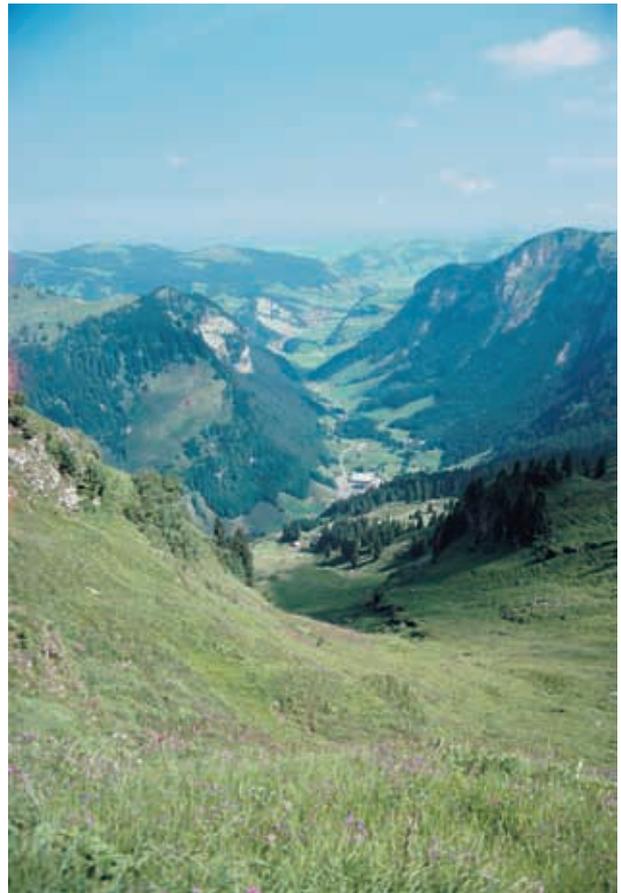


Abb. 1.31 Das Waagtal – Entgegen der weit verbreiteten Meinung sind nicht die Gletscher, sondern tektonische Prozesse an der Anlage der Täler beteiligt, was Klufmessungen bestätigen (Kap. 4).

(2001c) und HANTKE & WAGNER (2003a) als ausgeschmolzenes Mittelmoränenmaterial gedeutet. Dieses Lockermaterial wurde durch Schmelzwasser verschwemmt und durch kalkreiches Feinmaterial, durch „Gletschermilch“, zu „löchriger Nagelfluh“ (Name für diese Deckenschotter, hat nichts mit der Nagelfluh der Molasse zu tun) verkittet.

Der ganze Raum der Zürichsee-Talung, der innerhalb der 600'000 Jahre des Eiszeitalters hätte ausgeräumt werden müssen, entspricht mindestens  $90 \text{ km}^3$ , Scheidegger errechnete gar  $124 \text{ km}^3$ . Eine mittlere Erosionsrate von  $150'000 \text{ m}^3$  pro Jahr wäre nötig. Weil während der Warmzeiten mit dichter Bewaldung die Erosion kleiner ist, bleibt für die Ausräumung nur die kurze Zeit des Eisvorstosses und des Abschmelzens bis zur Wiederbewaldung. Für die Ausräumung stehen daher weniger als 100'000 Jahre zur Verfügung. Während dieser Zeit müssten umgerechnet  $600'000 \text{ m}^3$  pro Jahr erodiert werden, was aufgrund aktueller Beobachtungen unmöglich ist. Die Linth hat z.B. von 1910–1931 pro Jahr nur  $126'000 \text{ m}^3$  Verwitterungsschutt aus dem Glarnerland in den Walensee geschüttet. Das Gefälle im Glarnerland und somit die Erosionsleistung ist einiges höher als in der Zürichsee-Talung.

Wiederholtes Vorstossen und Abschmelzen mehrerer Linth-Gletscher in eine bereits existierende, tektonisch angelegte Talung ist viel wahrscheinlicher als Talbildung durch Gletschererosion. Der Gletscher braucht mit dem Eintritt einer Warmzeit nur abzuschmelzen, was viel weniger lange dauert als die zur Ausräumung von Molasse-Fels benötigte Zeit. Berechnungen ergeben, dass ein 700 m mächtiger Gletscher mindestens 1000, maximal 3000 Jahre für das Abschmelzen benötigt. Beobachtungen an heutigen Alpengletschern zeigen, dass ein Abschmelzen sogar in viel kürzerer Zeit möglich ist. Der Unteraar-Gletscher war zur Zeit des letzten Gletscherhochstandes im Jahre 1850 direkt von der Lauteraarhütte aus erreichbar. Heute, 150 Jahre später, führen im Fels angebrachte Leitern zum 150 m tiefer gelegenen Gletscher. Dies entspricht einem mittleren jährlichen Verlust von 1 m Eisdicke. Dasselbe gilt für den Konkordiaplatz auf dem Aletsch-Gletscher, der heute von der Konkordiahütte aus ebenfalls auf Leitern erreicht wird.

## 1.7 Vegetation und Klima

Aus der Vegetation lassen sich zuverlässig Schlüsse über das herrschende Klima ziehen. Die Klimageschichte wird weitgehend durch Auswertungen der Waldgeschichte mit Pollenanalysen rekonstruiert. Mit chemischen Analysen (z.B.  $\delta^{18}\text{O}$ ) aus Eisbohrkernen des grönländischen Inlandeises und aus Tiefsee Bohrkernen lässt sich das Klima bis 400'000 Jahre zurückverfolgen. Zwischen kaltzeitlichen Ablagerungen gefundene Schieferkohle und Baumstämme können mit Hilfe der  $^{14}\text{C}$ -Methode datiert werden.

Mit Hilfe fossiler Floren (Blätter, Hölzer, Früchte, Samen, Pollen, Sporen, die fossil erhalten sind) lässt sich die Klimageschichte der Molassezeit rekonstruieren. Dabei geben vor allem Pflanzengesellschaften präzise Werte. Die Vergesellschaftungen, z.B. Pollenzusammensetzungen, änderten sich mit einem Klimawandel. Die wärmeliebendsten Arten starben während den Kaltzeiten aus, andere überlebten an wärmeren Reliktstandorten. In der folgenden Warmzeit konkurrierten sich die verbliebenen Arten und neue charakteristische Pflanzengesellschaften entstanden.

### 1.7.1 Fossile Pflanzen als Hinweise für Vegetation und Klima der Molassezeit

In der Zentralschweiz lieferten Fundstellen in der Unteren Süsswassermolasse, an der Rigi in Weggis und bei Arth, am Rossberg, am Morgartenberg, bei Teufsetzi am Ägerisee, um Rothenthurm, im Greit am Höhronen, am Rinderweidhorn und am Buechberg

teils recht ergiebige Funde, eigentliche Pflanzengesellschaften.

Die Fundstellen bei **Arth** zeichnen sich durch reiche Farnfloren mit Wasserfichte und nordamerikanischem Silber-Ahorn aus. An wärmeliebenden Laubhölzern dominierten ein fernöstliches Walnuss- und ein Lederstrauch-Gewächs, ebenfalls unter den Wärmeliebenden eine nordamerikanische Hickory-Art und bei den eher hiesigen Bäumen eine Wasserulme, Erlen und Föhren. Am **Gnipen** fanden sich Sumpfpypresse, Wasserfichte – jüngst Strünke in Lebensstellung, eingebettet in Mergel (Kap. 3.7) – Rotholz, Amberbaum, Kadsurabaum, Flügelnuss, Wachsbeerstrauch, Silber-Ahorn und Campherbaum. Rohrkolben belegen Ufernähe, Torfmoos feuchte Standorte. Am **Morgartenberg** herrschten Sumpfpypresse und Campherbaum vor. Reich vertreten waren Wasserfichte, Amberbaum, Hainbuche, Erle, Silber-Ahorn, ein ausgestorbenes Lorbeergewächs, Walnuss-Gewächse traten zurück. Rohrkolben und Riedgräser säumten die Ufer. Benachbart wuchsen Amberbaum, Erle, Sumpfpypresse, Wasserfichte, Campherbaum, Weide, Pappel, Platane und Wachsbeerstrauch. Schilf, Schachtelhalm und ein Wasserfarn belegen einen Altlauf. Am Ostrand der **Rossberg**-Schüttung wuchsen im Uferwald Seerose, Kaki, Zwergpalme, Waldmeister und ein atlantischer Farn mit engem Vorkommensbereich bei 15–18°C Jahresmitteltemperatur. Am **Buechberg** fand sich neben Campherbäumen und Erlen ein Goldtannen-Zapfen (HANTKE 1956, 1991).

Zwischen den fossilen Floren gelegene Nagelfluhbänke bekunden kühlzeitliche, bei tiefer Waldgrenze ins Vorland ausgebrochene Schuttstränge von niedergegangenen Rufen, welche Seen stauten. Erneute Niedergänge liessen die Schuttdämme bersten und Schuttmassen ins Vorland austreten (Abb. 1.6, S. 13).

Zur Zeit der Oberen Meeresmolasse mag sich die Bewaldung im flachen Uferbereich, aufgrund gleichaltriger Funde im Toggenburg, um 80% bewegt haben.

### 1.7.2 Vegetation im Eiszeitalter

Erst in den Warmzeiten des Eiszeitalters haben Berge und Täler eine mit heute vergleichbare Gestalt angenommen. Sie waren je nach Höhenlage, mit Ausnahme unwirtlicher Kalkhochflächen und höchster Gipfel, zwischen 65% und 0% bewaldet. – Heute liegt der Waldanteil im Kanton Schwyz bei 30%. – In Kaltzeiten dagegen vermochte sich nur an steilen Süd- bis Westlagen über die Gletscher emporragender Gipfel eine genügsame, alpine Reliktflora zu halten und die Eiszeiten zu überdauern (HANTKE & SEITTER 1985, HANTKE et al. 2001). Von diesen aus konnte sie sich, zusammen mit den jeweils von Reliktstandorten in SE-

Jahre vor heute	Geologische Gliederung		Pflanzenwelt	Kulturen
	Holozän	Nacheiszeit		
2'000	Holozän	Nacheiszeit	Fichte	Neuzeit Mittelalter Römerzeit
4'000			Eisenzeit Bronzezeit	
6'000			Buche	Neolithikum (Jungsteinzeit)
8'000			Weisstanne Eichenmischwald: Hasel, Linde, Eiche, Ulme, Ahorn. Hasel	Mesolithikum (Mittelsteinzeit)
12'000	Pleistozän	Ausgehende letzte Vergletscherungen	Föhre	Paläolithikum (Altsteinzeit)
14'000			Birke	
16'000			Wacholder	
18'000			Wermut	
18'000			Kälte-Steppe: Tundra	

Tab. 1.4 Wald- und Kulturgeschichte ab Ende der letzten Eiszeit (nach LÜDI 1939 und LEUZINGER-PICCAND 1996b)

und SW-Europa in beginnenden Warmzeiten zurückgewanderten Arten, erneut ausbreiten.

Die zeitliche Einstufung der Kaltzeiten erfolgt neben ihrer Lage zu Moräne und Schotter verlässlich durch warmzeitliche Floren und Faunen. Schon LÜDI (1953) konnte im Mittelland mehrere in ihrem Floreninhalt sich unterscheidende Warmzeiten nachweisen. WELTEN (1988) fand am Buechberg und SIDLER (1988) im Zugerland zwei durch Kaltzeiten getrennte warmzeitliche Floren. BURGA et al. (1998) konnten die Entwicklung der jüngeren und jüngsten Zeit mit Pollenfloren aufhellen.

Im Gebiet des heutigen künstlichen Sihlsees bestand gegen Ende der Eiszeit und vermutlich schon in früheren Warmzeiten ein natürlicher See (HANTKE 1996). Bei der Verlandung des letzten Ur-Sihlsees wuchsen entsprechend des wärmer werdenden Klimas sukzessive andere Bäume. Die Waldfolge des Ur-Sihlsees hat LÜDI (1939) dargelegt. Zuerst siedelten sich Föhren an, allmählich Hasel, Eiche und Linde (Tab. 1.4). Bei Oberflächenproben dominieren Fichten und Föhren, 82% sind Graspollen. Getreidepollen treten nur vereinzelt auf. Ein Pollenprofil wurde von HAAS in LEUZINGER-PICCAND (1996a,b) am Seeende aufgenommen. Die Untersuchungen der Waldgeschichte in den Voralpen (WYNISTORF 1985) und im Bödmerenwald (SIDLER 2001) haben übereinstimmende Ergebnisse mit der Wiedereinwanderung im Sihlsee-Gebiet ergeben.

## 1.8 Mensch und Geologie

Den Menschen (*homo erectus*) gibt es etwa seit 1.7 Millionen Jahren. Verglichen mit der 4.5 Milliarden alten Erde sind wir also äusserst jung. Der Mensch machte sich geologische Fakten schon früh zu Nutze. Steine dienten ihm als Werkzeuge, Waffen und Geschirr. Archäologische Funde alter Siedlungen und Rastplätze belegen dies.

Auch der moderne Mensch versucht immer wieder, die geologischen Erkenntnisse zu nutzen. Wussten Sie, dass zu Beginn des letzten Jahrhunderts im Kanton Schwyz nach Erdöl gebohrt wurde? Haben Sie schon einmal vom Badekurort Innerthal gehört? Heute noch liefern verschiedene Gesteine, Ablagerungen der

Alter	Objekt	Fundort	Referenz
8. Jh. n. Chr. 7. Jh. n. Chr. 600 n. Chr. 3. Jh. n. Chr. 2.–8. Jh. n. Chr.	Frauenkloster römische Fibel frühmittelalterliche Gräber Mühle Tempel	Lützelau Arth Pfäffikon, Freienbach Richterswil Ufenau	TANNER 1968, ZIEGLER 1998 MEYER 1978 JURT 1991 GUT & ZIEGLER 1983
1.–3. Jh. n. Chr.	verschiedene Funde römischer Münzen	diverse Orte	GUT & ZIEGLER 1983, JURT 1991, MEYER 1978
1'800–800 v. Chr. (Bronzezeit)	Beil, Axt, Dolch, Speerspitze Steinbeile Spangen, Dolch, Klingen Beile Pollen von Kulturpflanzen	Einsiedeln und Umgebung Schwyz, Küssnacht Gersau, Steinen Bisistal Muotatal	SCHERER 1916 SCHERER 1910 SPECK 1984 SPECK 1991 SIDLER 1994, 2001
4'000–2'000 v. Chr. (Neolithikum)	Seeufersiedlungen, Pfahlbauten	Zürichsee, Freienbach	CAVELTI 1999, 2002
10'000–8'000 v. Chr. (Paläolithikum)	2280 Silex-Artefakte der ersten Siedlungszeit	Nordende des Sihlsees, Einsiedeln	HAAS in LEUZINGER-PICCAND 1994, 1996a,b
10'000 v. Chr. (Paläolithikum)	Erste Besiedlung datiert durch Pollendaten		HAAS in LEUZINGER-PICCAND 1994, 1996a,b, LÜDI 1939

Tab. 1.5 Eine Auswahl archäologischer Funde im Kanton Schwyz. Sie belegen die Zeit der Besiedlung nach der letzten Eiszeit.

Molasse-, der Eis- und Nacheiszeit, wichtige Rohstoffe für das Baugewerbe. Und schliesslich verdanken wir sauberes Trinkwasser dem filtrierenden Gesteinsuntergrund.

### 1.8.1 *Der Mensch in der ausgehenden Eiszeit*

Während die Gletscher der letzten Eiszeit das Mittelland langsam wieder freigaben und das Klima wärmer wurde, durchstreiften Menschen vor 12'000 Jahren als Jäger und Sammler die sich wieder bewaldenden Gebiete. Zeugen dieser Zeit sind über 2000 Silex-Artefakte, die am nördlichen Sihlseeufer ausgegraben wurden (LEUZINGER-PICCAND 1994, 1996a,b). Gewichtige Neufunde über 4000 Jahre alter Seeufersiedlungen wurden von CAVELTI (1999, 2002) in Freienbach gemacht. Tab. 1.5 gibt einen knappen Überblick über die entdeckten Zeugnisse einer langen Geschichte der Besiedlung des Kantons Schwyz. Zusätzliche Details sind der angegebenen Literatur zu entnehmen.

### 1.8.2 *Gestein als Energie- und Baurohstoff*

Gold wurde im Kanton Schwyz nie gefunden. Trotzdem ist der Kanton Schwyz nicht ganz so arm an Rohstoffen, wie man meint. Eisenerz wurde während einiger Jahre in Lauerz abgebaut (Kap. 3.2.2). Kohle wurde in Notzeiten zum Teil genutzt. Zu Beginn des letzten Jahrhunderts (1925–28) wurde in der Linthebene bei Tuggen 1647 m tief nach Erdöl gebohrt, um Aufschluss über dessen Vorkommen in der subalpinen Molasse zu erhalten (BRAUN 1925, OCHSNER 1975). Die Ölsuren waren sehr gering, und eine wirtschaftliche Nutzung hätte sich nie gelohnt. Gasvorkommen in Spuren sind im Kanton Schwyz mehrere bekannt. Bei Sondierbohrungen in Nuolen (KOPP 1955, SCHUPPLI 1952) wurde Erdgas festgestellt. Auch beim Bau des Druckstollens für das Kraftwerk Wägital ist Erdgas (Methangas) ausgetreten (SCHARDT 1924). Austritte im

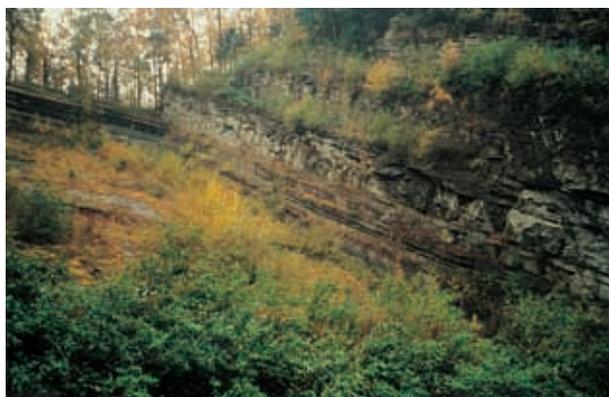


Abb. 1.32 Aufgelassener Steinbruch in den Sandsteinen der Oberen Meeresmolasse in Freienbach

Lauerzersee (Kap. 3.2.3) dürften mit der Grenze zwischen Äusserer Einsiedler Schuppenzone und subalpiner Molasse in Zusammenhang stehen.

Mineralische Rohstoffe werden vor allem für das Baugewerbe abgebaut. Viele kleinere Steinbrüche konnten nicht überleben. Ihre qualitativ guten Bereiche waren erschöpft oder sie kamen mit dem Grundwasserschutz in Konflikt. Sie haben als sogenannte „aufgelassene“ Steinbrüche nur noch historische Bedeutung. Im Gebiet Bäch, Freienbach und Wollerau gehören mehrere Steinbrüche in Sandsteinen der Oberen Meeresmolasse der Vergangenheit an (Abb. 1.32). Lockermaterial aus Moränen oder glazialen Schotterablagerungen wurden in Schindellegi, Hurden und Reichenburg abgebaut. DE QUERVAIN (1969) liefert eine interessante Zusammenstellung inklusive heute geschlossener Steinbrüche. Standorte, an denen heute noch abgebaut wird, und die Verwendung der verschiedenen Rohstoffe sind in KÜNDIG et al. (1997) zusammengestellt. Tab. 1.6 gibt eine Übersicht über die wichtigen Steinbrüche im Kanton.

### 1.8.3 *Trinkwasserversorgung*

Die Verfügbarkeit von Trinkwasser ist vom Gesteinsuntergrund abhängig. Früher wurde Wasser aus Bächen und Flüssen genutzt, bis man merkte, dass dies nicht ganz unproblematisch ist. Später verwendete man vor allem **Quellwasser**. Nicht alle Quellen sind zuverlässige Wasserlieferanten. Vor allem Karstquellen eignen sich schlecht. Das Wasser fliesst in Höhlensystemen schnell (bis einige km pro Tag) und wird auf dem Weg kaum gereinigt. Entsprechend anfällig sind Karstquellen auf Verschmutzungen. Weitaus sicherer ist die Nutzung von **Grundwasser** in Lockergesteinen. Das Grundwasser bildet sich durch versickernde Niederschläge, Wasser aus Seen und Flüssen. Das Wasser fliesst nur wenige Meter pro Tag durch das Lockermaterial und wird dabei gefiltert und gereinigt. Pumpwerke fördern es für den Gebrauch an die Oberfläche. Es gilt daher zum Grundwasser Sorge zu tragen. Die Ausscheidung spezieller Schutzzonen mit Nutzungseinschränkungen soll helfen, die Qualität des Grundwassers zu erhalten oder zu verbessern.

Zwei grosse Grundwasservorkommen im Kanton seien erwähnt: der **Felderboden** zwischen Schwyz und Brunnen und das **Rothenthurmer Moor** zwischen Altmatt und Biberbrugg. Beides sind mit Lockermaterial aufgefüllte Felströge. Am Ende der Eiszeiten schmolzen die Gletscher zurück: Moränen, Schottermaterial und Hangschutt von den Talflanken füllten die verbliebenen Täler und Tröge. Im Felderboden konnten durch Bohrungen und Geoelektrik gegen 100 m mächtige grundwasserführende Lockergesteine festgestellt werden. Sondierbohrungen im Rothenthur-

Steinbruch / Kiesgrube	Gestein	Verwendung
Guntliweid (Nuolen)	Untere Süsswassermolasse	Bruchsteine, Abdeckplatten
Tuggen-Wangen	Glaziale Schotter	Kies, Sand
Chalch (Einsiedeln)	Einsiedler Schuppenzone	Blocksteine, Schotter, Kies, Sand (gebrochen)
Trachslau-Alpthal	Eiszeitliche Kiesterrasse	Kies, Sand
Steinbruch Nägeli (Brunnen)	Tonig-mergelige Schiefer (Helvetikum)	Tonig-mergeliger Anteil für Zementproduktion
Kalksteinbruch Hettis-Dieggis (Brunnen)	Kalksteine (Helvetikum)	Schotter, Kies (gebrochen), Kalk-Anteil für Zementproduktion
Zingel (Schwyz)	Kieselkalk, Schrattenkalk (Helvetikum)	Schotter, Kies, Sand (gebrochen), Splitt

Tab. 1.6 Eine Auswahl noch in Betrieb stehender Steinbrüche und Kiesgruben

mer Moor ergaben, dass zwei durch eine siltig-tonige Zwischenschicht getrennte Grundwasserleiter übereinander liegen (Abb. 1.33).

#### 1.8.4 Badekuren im Kanton Schwyz

Quellwasser kann nicht nur zur Wasserversorgung genutzt werden. Je nach Mineralgehalt verspricht der Mensch sich heilende Wirkung. Mineralien, die im Wasser gelöst sind, hängen vom Gestein ab, in welchem das Wasser zirkuliert. Die „Berggeist-Quelle“ zwischen Fuederegg und Oberiberg enthält viel Schwefelwasserstoff, wie bereits der Geruch nach faulen Eiern verrät. Der Schwefel stammt vom Gips, durch den das Wasser sickert. Historisch von Bedeu-

tung ist die Schwefelquelle im Schlapprig bei Egg (WERNER-KARL KÄLIN 1982). Sie wurde gefasst und noch in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bei Magen- und Darmerkrankungen aufgesucht (OCHSNER 1907). Seit dem Stau des Sihlsees ist die Fassung nur noch bei Niedrigwasser sichtbar.

Dass einige Quellen im Kanton sich zu Badekurorten entwickelten, wissen die wenigsten. Heilquellen und Bäder in Seewen wurden vom 18. bis anfangs 20. Jahrhundert genutzt (AMSTUTZ 1989). Im 19. Jahrhundert blühte das Bad Nuolen (J. HEIM 1981), dessen Wasser schwach eisenhaltig war. Innerthal im Wägital wollte den Nuolenern nicht nachstehen und begann die Fläschlochquelle (sie liegt heute unter dem Seespiegel) zu nutzen. Diese Karstquelle zeichnete sich durch

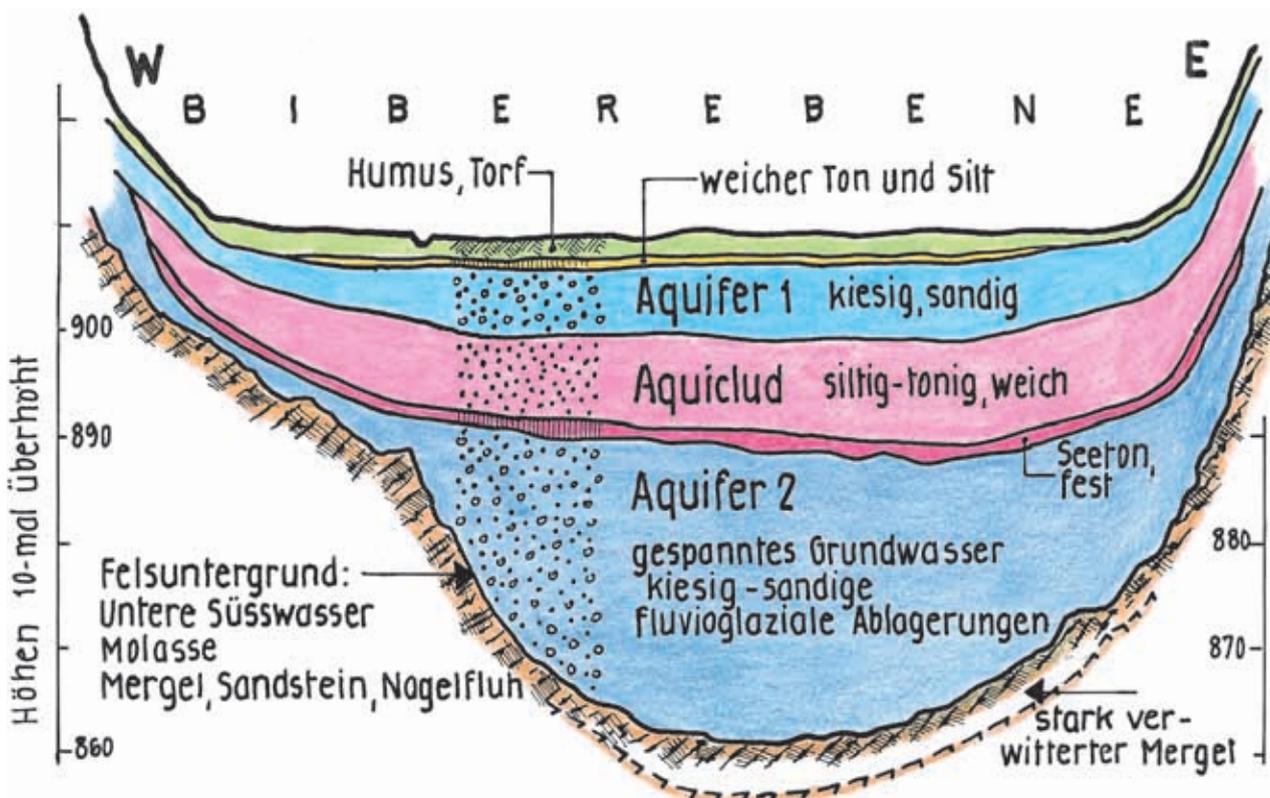


Abb. 1.33 Schematischer Querschnitt durch die Talung von Rothenthurm. Zwei Grundwasserleiter sind durch eine siltig-tonige Zwischenschicht getrennt.

besonders reines Wasser aus (MÄCHLER 1983) und verhalf Mensch und Tier zur Linderung verschiedener Gebrechen. Der Badekurort Innerthal erlebte seinen Höhepunkt Ende 19. anfangs 20. Jahrhundert.

## 1.9 Zusammenfassung und Ausblick

Der Kanton Schwyz ist, geologisch betrachtet, sehr vielfältig. Er liegt im Grenzbereich zwischen dem Mittelland und dem kompliziert strukturierten Alpengebirge. Die Vielzahl geologischer Einheiten hat eine komplizierte Geologie zur Folge, was sie zugleich äusserst interessant gestaltet. Der Kanton befindet sich zudem im Grenzgebiet zweier grosser eiszeitlicher Gletscherströme. Der Linth- und der Muota/Reuss-Gletscher überprägten die Landschaft. Die Geologie des Kantons ist nichts anderes als ein grosses Puzzle, das es zusammzusetzen gilt. Wer es zusammengefügt hat, versteht nicht nur die Geologie des Kantons, sondern einen Grossteil der Geologie überhaupt.

Der Kanton Schwyz beheimatet geologische Kostbarkeiten, die wichtige Erkenntnisse zur Geologie liefern. Zu erwähnen sind vor allem der Roggenstock und die Mythen als Klippen, die Einsiedler Schuppenzonen mit den verschuppten Nummulitenkalkbänken und die helvetischen Decken. Wertvolle Edelsteine hingegen kann er nicht liefern. Genügend Trinkwasser ist ein versteckter, lebenswichtiger, nicht zu unterschätzender Reichtum.

### *Die geologische Forschung der Zukunft*

Das Wissen über die Geologie konnte nur in jahrelanger Beobachtung und Forschung gesammelt werden. Die geologische Forschung in der Schweiz und damit auch jene im Kanton Schwyz kann auf gegen 300 Jahre intensive Tätigkeit zurückblicken (Zusammenfassungen: KAUFMANN 1876, BUCK 1936, JEANNET 1941). Das geologische Wissen und das geologische

Weltbild entwickelten sich in dieser Zeit enorm. Schon früh wurde erkannt, dass die versteinerten Fische nicht von einer Sintflut stammen. Erst knapp ein halbes Jahrhundert ist vergangen seit der Anerkennung der Plattentektonik. Forschen bedeutet, kritisch zu sein. Gerade im Zusammenhang mit Neuaufnahmen geologischer Kartenblätter der Region müssen die alten Grundlagen neu überdacht werden. Es gilt, alte Ansichten zu hinterfragen und bei Bedarf zu korrigieren. Auch neue Ideen, von denen man heute überzeugt ist, können sich als unkorrekt herausstellen.

Erd- und Landschaftsgeschichte sind und bleiben historische Wissenschaften. Geologie ist insofern schwierig, da vieles unter Gesteinsschutt und Vegetation verborgen liegt. Moderne Untersuchungsmethoden wie Radar- und Satellitenmessungen oder seismische Untersuchungen eröffnen neue Perspektiven. Doch sind – bei all dem faszinierenden Neuen – sorgfältige, oft mühsame und zuweilen nicht ganz ungefährliche Feldbeobachtungen unabdingbar. Die geologische Forschung der Zukunft muss beides beinhalten: Feldbeobachtungen unter Einbezug neuer Mess- und Auswertmethoden. Zugleich gilt es, in allen Sparten der Erdwissenschaften und verwandten Wissensgebieten, in Klimatologie und Biologie als Paläo-Klimatologie und Paläo-Biologie, die Anstrengungen zu vertiefen. Wie die erdgeschichtlichen Abläufe in der Natur, so ist auch ihre Erforschung nie beendet. Sie fasziniert uns immer wieder aufs Neue und entschädigt unsere Mühen mit dem Lohn der Erkenntnis.

### *Dank*

Stefan Lienert gebührt Dank als Initiator und Herausgeber dieser Publikation. Er gab die Anregung zum vorliegenden Artikel. Jakob Gasser lockerte diesen Artikel mit seinen erklärenden Zeichnungen auf. Wertvolle Anregungen zum Entwurf und zur Korrektur lieferte Maria Schönbächler. Ihnen beiden sei für ihre Mitarbeit herzlich gedankt. Elsbeth Kuriger dankt Beat Rick, Helmut Weissert, Andreas Wildberger und Christian Schlüchter für ihre Unterstützung. René Hantke schliesst Heinz Winterberg in diesen Dank ein.

## 2 Grundlagen für ein Geotopinventar Kanton Schwyz

Arbeitsgruppe Geotopinventar Kanton Schwyz:

René Hantke, Karl Faber, Jakob Gasser, Stefan Lienert, Josef Stirnimann, Heinz Winterberg

### 2.1 Allgemeines

Naturkundlich wertvolle Landschaften und Naturdenkmäler können gemäss Bundesgesetz über die Raumplanung Art. 17 unter Schutz gestellt werden, um der Nachwelt erhalten zu bleiben. Ein entsprechendes Inventar bietet die Grundlage, lokale (kommunale), regionale (kantonale) oder nationale Schutzzonen auszuscheiden.

Viele Aspekte des Natur- und Landschaftsschutzes sind bereits verwirklicht (z.B. Moorschutz). Hingegen sind Zeugen der Erd- und Landschaftsgeschichte und ihre Nutzung bisher unvollständig erfasst und kaum in den Natur- und Landschaftsschutz integriert worden. Aus diesem Grunde wurde 1995 die **Arbeitsgruppe Geotopschutz Schweiz** gegründet. Die Zielrichtungen und die Rahmenbedingungen für den Schutz erdwissenschaftlicher Objekte formulierte sie im **Bericht „Geotope“** (STRASSER et al. 1995). Einleitend heisst es:

«Geotope sind erdwissenschaftlich wertvolle Teile der Landschaft. Sie schliessen Berge, Hügel, Täler, Moränenwälle, Schluchten, Höhlen, Karstphänomene, Ufergebiete, Steinbrüche, Kiesgruben, Bergwerke, Strassen- und Wegabschnitte oder Findlinge ein, welche eine Situation oder Begebenheit aus der Vergangenheit der Erde oder aus der Geschichte des Lebens und des Klimas in typischer und anschaulicher Weise dokumentieren. Geotope ermöglichen es, die räumlich-zeitliche Entwicklung einer Region, die Bedeutung der Oberflächenprozesse und die Wichtigkeit der Gesteine als formende Elemente der Landschaft zu erfassen. In diesem Sinne stellen Geotope Naturdenkmäler dar, welche sowohl für die Öffentlichkeit wie auch für die Wissenschaft von grossem Wert oder sogar unentbehrlich sind.

Geotopschutz erfüllt verschiedene Aufgaben:

**Erhaltung** wissenschaftlich relevanter Aufschlüsse oder Landschaftsteile (z.B. Typlokalitäten, Fossilfundstellen, geomorphologisch ausgeprägte Stadien von Gletschern);

**Dokumentation**, Sicherung, Erschliessung und Unterhalt didaktisch geeigneter Aufschlüsse oder geologischer Lehrpfade.»

Das Ziel der Arbeitsgruppe Geotopinventar Kanton Schwyz ist es, Grundlagen für einen umfassenden

Natur- und Landschaftsschutz zu liefern, auf Zeugen der Erdgeschichte hinzuweisen und mitzuhelfen, diese für die Wissenschaft und die Öffentlichkeit zu erhalten.

### 2.2 Definitionen

Im Bericht der Arbeitsgruppe Geotopschutz Schweiz (STRASSER et al. 1995) werden die Begriffe **Geotop** und **Geotopschutzgebiet** definiert:

«Geotope sind räumlich begrenzte Teile der Geosphäre von besonderer geologischer, geomorphologischer oder geoökologischer Bedeutung. Sie beinhalten wichtige Zeugen der Erdgeschichte und geben Einblick in die Entwicklung der Landschaft und des Klimas.»

«Geotope sind der Nachwelt zu erhalten. Sie sind vor Einflüssen zu bewahren, die ihre Substanz, Struktur, Form oder natürliche Weiterentwicklung beeinträchtigen.»

«Geotopschutzgebiete sind operative Bereiche, in denen bestimmte Vorschriften oder Massnahmen zur Erhaltung oder Pflege von Geotopen erlassen, angeordnet oder ergriffen werden sollen.

Geotopschutzgebiete sind, gestützt auf Geotopinventare, im Raumplanungsverfahren auszuscheiden und mit der nötigen Verbindlichkeit festzulegen.

Die Aufnahme von Geotopschutzgebieten in geltende Raumplanungsinstrumente wie Richt- und Nutzungspläne, Schutzverordnungen usw. dokumentiert, dass neben dem rein wissenschaftlichen auch ein breiter abgestütztes öffentliches Interesse an der Geotoperhaltung besteht.»

Geotope können von ihrer Entstehung sowie ihrem Charakter her in drei Gruppen aufgeteilt werden:

- 1) **Aufschlüsse** von Gesteinen, Böden, Mineralien und Fossilien sowie deren Lagerungsverhältnisse und Strukturen, wobei zu unterscheiden ist zwischen
  - a) durch **natürliche Prozesse** entstandenen Standorten (Hanganrisse, Felswände, Prallhänge, Bachprofile etc.) und

- b) **von Menschen geschaffenen** (anthropogenen)  
Aufschlüssen (Steinbrüche, Bergwerke, Sand-,  
Ton- und Kiesgruben, Strasseneinschnitte etc.)
- 2) Durch natürliche Vorgänge entstandene **Formen** an  
der Erdoberfläche (Verwitterung – Erosion – Ablage-  
rung)
- 3) Natürliche **Quellen** und Wasserfassungsanlagen

Unterschieden wird ferner zwischen **aktiven Geotopen**, die heute geologisch noch aktiv sind, und **passiven Geotopen**, die eine statische Momentaufnahme der Erdgeschichte verkörpern und sich während eines Menschenlebens unwesentlich verändern.

Die Arbeitsgruppe Geotopschutz Schweiz schlägt vor, **acht Geotypen** zu unterscheiden, die von ihrer wissenschaftlich pädagogischen Aussage her verschieden sind:

- A** Lagerungsverhältnisse, Deformationsstrukturen, Tektonik
- B** Paläontologie, Fossilfundstelle
- C** Mineralogie, Petrographie, Geochemie
- D** Historischer Bergbau, Monumente, Geschichte der Erdwissenschaften
- E** Sedimentologie, Sedimentstrukturen, Aktuogeologie
- F** Stratigraphie, Typlokalität, lithostratigrafisches Richtprofil
- G** Geomorphologie, Landschaftsform
- H** Hydrogeologie, Quelle

### 2.3 Arbeitsablauf

Die Arbeitsgruppe Geotopinventar Kanton Schwyz der Schwyzerischen Naturforschenden Gesellschaft SzNG begann ihre Arbeit im Herbst 2000 und schloss sie Anfang 2003 weitgehend ab. Sie hielt sich an die Grundlagen und Rahmenbedingungen der Arbeitsgruppe Geotopschutz Schweiz.

In der ersten Bearbeitungsphase wurden interessante und schützenswerte Objekte und Landschaften ermittelt, inventarisiert und beschrieben. Das Erfassen der Geotope durch die Mitglieder der Arbeitsgruppe erfolgte aufgrund der Kenntnisse, Unterlagen und vieler Begehungen. Entscheidend waren das grosse Wissen von Prof. Dr. René Hantke, seine langjährige geologische Tätigkeit im Kanton Schwyz und besonders die Aufnahmen für den Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 der Blätter 1132 Einsiedeln, 1151 Rigi, 1152 Ibergereg, 1153 Klöntal, 1172 Muotatal und 1173 Linthal (alle heute abgeschlossen – HANTKE et al. 2002Ka-f). In einem zweiten Schritt wurden die verschiedenen Objekte bewertet, verglichen und eingeteilt in Standorte von **L** (lokaler, kommunaler), **R** (regionaler, kantonaler), **N** (nationaler) und **I** (internationaler) Bedeutung.

### 2.4 Ergebnisse

Es wurden 177 Objekte genauer untersucht und bearbeitet. Die Bewertung nach lokaler (**L**), regionaler (**R**), nationaler (**N**) und internationaler (**I**) Bedeutung ist zum Teil fließend (**N/R** oder **R/L**) und soll bei einer späteren Weiterbearbeitung endgültig festgelegt werden. Bei der folgenden tabellarischen Auswertung wurden die als „fließend“ beurteilten Objekte der höheren Bedeutung zugeteilt. Die Einteilung in die Geotypen **A–H** ist nicht immer eindeutig. Ein Geotop kann mehreren Typen zugeteilt werden. Zum Beispiel haben die Fläschlloch- und Hundslochquelle im Wägital (Kap. 1.5.1) geohistorische Bedeutung (**D**). Quellen werden zudem der Hydrogeologie (**H**) zugeordnet. Für die tabellarische Auflistung wurde der Geotyp **H** gewichtet.

Die Ergebnisse seien anhand einiger Beispiele erklärt. Die vier international bedeutenden Geotope sind der Goldauer Bergsturz (Kap. 3.7), das Hölloch inklusive Karstwasserquellen des Hölloch-Höhlen-Systems (Kap. 1.5.1), die Mythen und der Roggenstock als

Geotyp	Bewertung				Total
	I international	N national	R regional/ kantonal	L lokal/ kommunal	
<b>A</b> Strukturgeologie – Tektonik	2	4	31	20	57
<b>B</b> Paläontologie – Fossilien	–	–	8	1	9
<b>C</b> Mineralogie – Petrographie	–	–	1	–	1
<b>D</b> Geohistorische Objekte	–	3	4	2	9
<b>E</b> Sedimentologie – Aktuogeologie	–	–	1	2	3
<b>F</b> Stratigraphie – Typlokalität	–	3	14	6	23
<b>G</b> Geomorphologie – Landschaft	1	8	27	27	63
<b>H</b> Hydrogeologie	1	2	6	3	12
<b>Total</b>	<b>4</b>	<b>20</b>	<b>92</b>	<b>61</b>	<b>177</b>

Tab. 2.1 Einteilung der 177 Objekte in Geotypen und Bewertung

bedeutende Klippen (Kap. 1.3.5). Diese Objekte sind selbst im internationalen Vergleich einzigartig. Von nationaler Bedeutung ist die Äussere Einsiedler Schuppenzone beim Steinbachviadukt des Sihlsees (Kap. 1.3.4). Für die Schweizer Geologie ist sie von grosser Bedeutung, nicht aber im internationalen Vergleich. Die Typlokalitäten der Gesteinsformationen sind alle von nationaler oder regionaler Bedeutung. Beispielsweise stammt der Formationsname „Seewer Kalk“ von der für diesen Kalk typischen Ausbildung in Seewen. Andere Formationen wie die Drusberg-Schichten, die Wang-Schichten, der Burg-Sandstein usw. haben ihre Typlokalität ebenfalls im Kanton Schwyz. Regional oder lokal bedeutend sind Scherstörungen oder Moränen als eiszeitliche Relikte. Die Ergebnistabelle zeigt, dass die meisten Geotope von regionaler oder lokaler Bedeutung sind und den Themen A Strukturgeologie – Tektonik (Beispiel Scherstörungen) oder G Geomorphologie – Landschaft (Beispiel Moränen) zugeordnet worden sind. Nachfolgend sind 13 der 177 gegenwärtigen Objekte in der Originalfassung des Inventars als Beispiele aufgeführt.

## 2.5 Weiteres Vorgehen

Die vorliegenden Grundlagen (Stand 30.10.2002) bilden die Basis für eventuell später zu ergänzende Arbeiten

- der Arbeitsgruppe Geotope BUWAL/LHG (GERBER & GSTEIGER 2000) für ein Konzept zum Schutz

der Geotope von internationaler und nationaler Bedeutung

- für zukünftige Schutzprojekte von regionaler oder lokaler Bedeutung durch Kanton und Gemeinden. Die kopierten Originalakten des Inventars inklusive Beilagen werden dem Justizdepartement des Kantons Schwyz zuhanden des Amtes für Raumplanung für Entscheide über das weitere Vorgehen im Geotop-schutz übergeben. Für die Gemeinden interessante Unterlagen werden als Information den Gemeindebehörden übergeben. Die Originalakten bleiben bei der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft SzNG.

Den Originalakten und der Kopie für das Justizdepartement werden noch folgende Unterlagen beigelegt:

- Zwei Kataloge der Fossilien Kanton Schwyz, 1. Wirbeltiere (Fische), 2. Wirbellose Tiere. Universität Zürich, Paläontologisches Institut und Museum Zürich, Dr. Heinz Furrer
- Liste der wichtigsten im Kanton Schwyz entdeckten und erforschten Höhlen. Gemeinsame Arbeit von Dr. Andreas Wildberger, Geologe mit Höhlenforschern aus dem Kanton Schwyz.

*Dank*

Daniel Bollinger, Max Kobel, Elsbeth Kuriger, Josef Kuster (†), Beat Rick, Conrad Schindler, Maria Schönbächler, Jörg Uttinger und Andreas Wildberger stellten ihre Kenntnisse der Geologie des Kantons Schwyz zur Verfügung und halfen bei der Bewertung der Geotope mit. Ihnen allen sei herzlich gedankt.

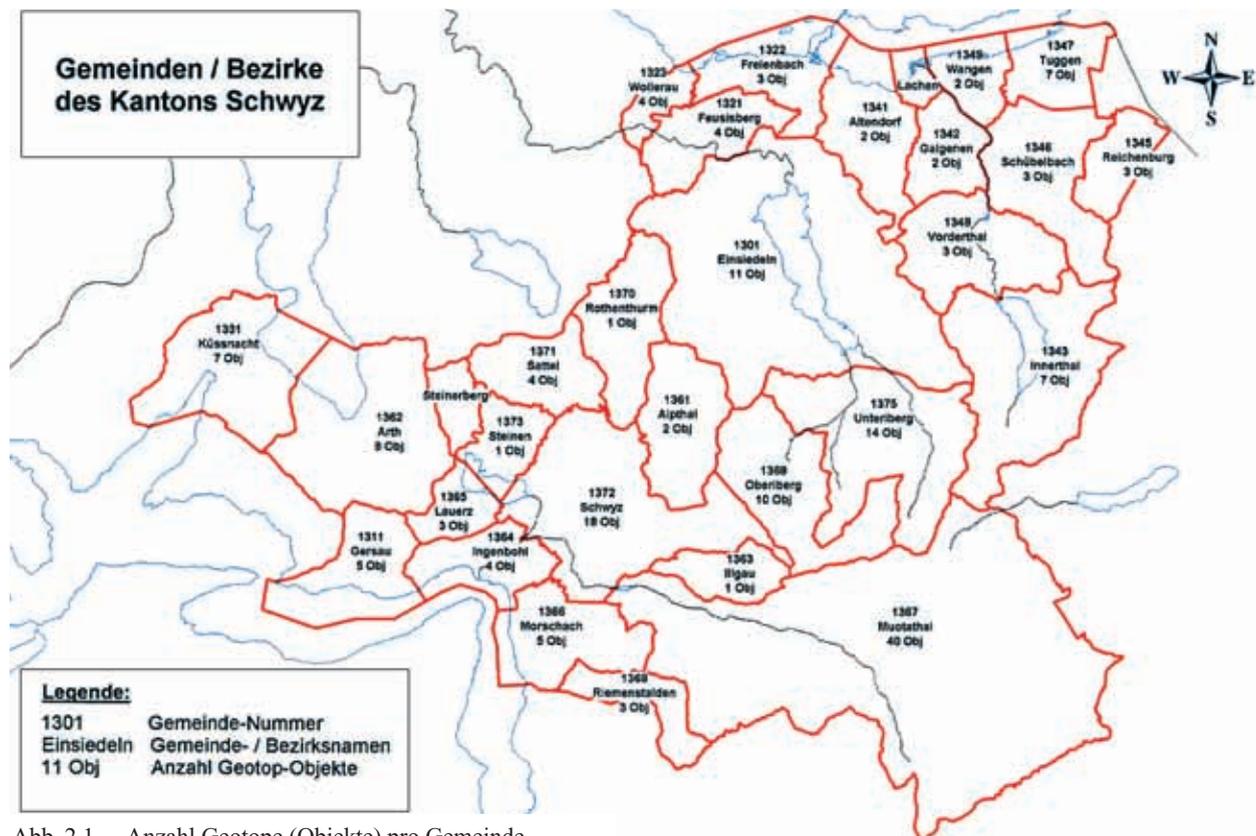


Abb. 2.1 Anzahl Geotope (Objekte) pro Gemeinde

## 2.6 Liste der 177 erfassten Geotope (Stand 31.10.2002)

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1301 - 1 - G <b>Einsiedeln</b>	Schlänggli- Moos-Bennau	696 000 - 697 500/ 222 000 - 223 200	N	Ausfingernde <b>Mittelmoränen</b> des Rothenthurmer Armes des Muota/Reuss-Gletschers bei Biberbrugg.
1301 - 2 - G <b>Einsiedeln</b>	Chrüzweid- Chatzenstrick	696 475 - 697 675/ 220 150 - 221 800	R	Risszeitliche <b>Erratiker</b> auf Mittelmoräne zwischen Alp-Gletscher und Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers.
1301 - 3 - G <b>Einsiedeln</b>	Altberg Schwantenau	697 625 - 700 350/ 222 950 - 225 050	N	Auf Altberg-Hinterhorben hinterliess der eingedrungene Linth/Rhein-Gletscher eine mächtige <b>Endmoräne</b> , die einen präwürmzeitlichen Kern enthält.
1301 - 4 - G <b>Einsiedeln</b>	S des Etzel und Tüfelsbrugg	700 200 - 701 150/ 224 700 - 225 950	R	Ins Sihltal absteigende <b>Moränenwälle</b> bekunden, dass eine Zunge des Linth/Rhein-Gletschers über den Sattel von St. Meinrad in ein bereits existierendes Tal hinunter geflossen ist.
1301 - 5 - G <b>Einsiedeln</b>	Chörnlisegg	602 600 - 703 900/ 224 350 - 225 100	R	Aufgearbeitetes älteres Moränengut ist in <b>junge Moräne</b> eingebunden worden. Endlage SW von Buechhalden auf 970 m ü.M.
1301 - 6 - G <b>Einsiedeln</b>	Sulzel	702 700 - 703 300/ 222 000 - 223 075	L	<b>Mittelmoräne</b> zwischen Sihl- und Sulzel-Gletscher.
1301 - 7 - G <b>Einsiedeln</b>	Willierzell- Rickental	703 375 - 705 000/ 220 400 - 221 500	R	Der durch den ins Hochtal des Sihlsees eingedrungenen Linth/Rhein-Gletscher gestaute Sihlgletscher staute seinerseits das Eis aus den Gebieten des Hirzeneggwald, Büelhöchi und Dürrgschwend zufließende Eis bis auf 970 m ü.M.
1301 - 8 - D F <b>Einsiedeln</b>	Steinbruch „Chalch“, Gross	702 050 - 702 300/ 217 650 - 217 900	R	Der Steinbruch „Chalch“ zeigt einen typischen Querschnitt durch die erste Schuppe der Äusseren Einsiedler Schuppenzone. Die Hauptmasse der Gesteine besteht aus grauen, <b>fossilreichen Nummulitenkalken</b> .
1301 - 9 - B D F <b>Einsiedeln</b>	Steinbach- Büelhöchi	701 500 - 706 550/ 217 000 - 219 350	N	Beidseits des Sihlsees sind wissenschaftshistorisch wertvolle Aufschlüsse in den Abfolgen der <b>Äusseren Einsiedler Schuppenzone</b> (ÄES) vorhanden. Diese umfassen mehrfach sich wiederholende Amdener Schichten-Nummulitenkalke-Stad-Mergel. Von Bedeutung sind vor allem die Nummulitenkalke mit ihren <b>Fossilhorizonten</b> (Steinbach: Nummuliten, Mollusken, Seeigeln) die schon im vorletzten Jahrhundert bekannt waren. Beim <b>Grenzblatt</b> (Blattverschiebung) in der Willerzellerstrasse sind die mit 25° gegen SE einfallenden Nummulitenkalke um fast 10 m gegen N versetzt.
1301 - 10 - A F H <b>Einsiedeln</b>	Chalberstock- Chilentobel	705 800 - 707 050/ 217 050 - 217 600	R	An den Alpenrand verfrachtete <b>Schichtfolgen der Silbernen-Decke</b> = Aubrig-Abfolge. Karstquellen auf der N-Seite des Chalberstocks am Eubach.
1301 - 11 - H <b>Einsiedeln</b>	NNW von Egg	701 540 / 224 910	L	Sinterhang mit Sinterquelle.
1311 - 1 - A <b>Gersau</b>	Ober Nas- Imseli-Bürglen (LU)	679 100 - 679 675/ 205 250 - 205 925	R	<b>Grenzblatt</b> in der Urmi-Schuppe. Die Abfolgen der Ober Nas ist gegenüber der Abfolge Forstegg-Chrüzegg-Ober Rängg um 400 m gegen NW vorgeschoben worden.
1311 - 2 - A G <b>Gersau</b>	Fälmisegg- Gersau	681 500 - 683 300/ 204 625 - 207 100	R	Zwischen Rigi-Hochflue-Kette und Gersauer Stock wurden <b>Teile der südlichen Axen-Decke an Grenzblättern</b> abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet.
1311 - 3 - A D <b>Gersau</b>	Teuffibach N von Gersau	682 800 - 683 125/ 205 650 - 206 350	N	Die Schuppenzone im Teuffibach wurde bereits früh von namhaften Forschern untersucht. Sie liegt gut aufgeschlossen am Alpenrand zwischen Scheidegg-Molasse und der <b>abgeschobenen Randkette</b> (= von der Axen-Decke abgescherte, höhere Einheiten: Bächistock- und Silbernen-Schuppe).
1311 - 4 - G <b>Gersau</b>	Chindli	684 600 / 204 100	R	<b>Unterseeische gegenseitige Stirnmoränen</b> . Der Reuss-Gletscher traf in allen Kaltzeiten auf einen von W nach E vorstossenden Engelberg-Brünig-Arm des Aare-Gletschers.
1311 - 5 - F <b>Gersau</b>	SE des Gätterli	684 625 - 684 900/ 207 950 - 208 075	R	In der Flysch Abfolge des Gätterli und Chäppelberg liegen, durch Globigerinenschiefer getrennt, <b>Nummulitenkalke Typ Einsiedeln</b> , die an der Basis der Hochflue-Schuppe an den Alpenrand verfrachtet worden sind.
1321 - 1 - G <b>Feusisberg</b>	Rosberg- Scherenspitz	694 850 - 695 325/ 224 650 - 225 650	R	In den grössten Kaltzeiten bildete sich auf der N-Seite des Höhronen auf dem Ober Rosberg eine <b>Mittelmoräne</b> zwischen Eismassen von Gschwänd und der Richterswiler Egg.
1321 - 2 - G <b>Feusisberg</b>	Höhronenboden	695 600 - 696 400/ 224 625 - 225 300	R	<b>Mittelmoräne Höhronenboden</b> zwischen dem Linth/Rhein-Gletscher und einem von der Höhronen-Kette abgeflossenen Höhronen-Gletscher.
1321 - 3 - G <b>Feusisberg</b>	Etzel-W-Seite	699 550 - 700 200/ 225 250 - 226 250	R	Zwei <b>Moränenwälle</b> vom Linth/Rhein-Gletscher und von dem über den Pass von St. Meinrad zum Sihl-Gletscher übergeflossenen Arm des Linth/Rhein-Gletschers.
1321 - 4 - A <b>Feusisberg</b>	Etzel-Gipfel- klippe	700 125 - 700 950/ 225 775 - 226 400	N / R	<b>Überschiebung der Etzel-Gipfelklippe</b> und ihre Fortsetzung über Hüllerich, Unterschwändi/Oberschwändi-Flügenberg bis Muschelberg.
1322 - 1 - D F <b>Freienbach</b>	Bäch- Freienbach	697 650 - 699 775/ 228 200 - 229 250	R	<b>Aufgelassene Steinbrüche</b> im Bächer Sandstein, <b>Strudellöcher</b> im Krebsbach.
1322 - 2 - A D F <b>Freienbach</b>	Ufenau- Lützelau Frauenwinkel	700 875 - 703 250/ 229 000 - 231 225	R	Zwischen den Inseln Ufenau, Lützelau und Rapperswil haben sich in der Oberen Meeresmolasse <b>Querstörungen</b> eingestellt. Im Seefeld und im Frauenwinkel sind archäologische Funde gemacht worden.

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1322 - 3 - G D Freienbach	Halbinsel Hurden	702 300 - 704 000/ 228 750 - 230 925	N / R	Spätglaziale <b>Stirnmoräne</b> des Linth/Rhein-Gletschers: Dahinter Flachwasserbereich Rapperswi–Hurden–Pfäffikon. Archäol. Untersuchung, CAVELTI 2002.
1323 - 1 - G Wollerau	Weberzopf E Bhf. Samstagern	694 850 - 695 050/ 227 350 - 227 825	R	Schotter, die durch Schmelzwasser verfrachtet worden sind, haben einen <b>Eistunnel</b> , ein Os, gefüllt. Im schweizerischen Jungtertiär eher selten.
1323 - 2 - A E Wollerau	Scheren	695 025 - 695 700/ 225 550 - 226 200	R	<b>Aktuogeologie</b> : Erosion, Rutschungen, Felsstürze.
1323 - 3 - G Wollerau	Studenbüel	695 850 - 696 600/ 228 150 - 228 450	L	Studenbüel- <b>Mittelmoräne</b> , drumlinartige Glazialschuttform mit Erratikern, bildete sich wahrscheinlich zwischen dem Linth/Rhein-Gletscher und dem bei Siebnen zugeflossenen Wägital-Gletscher.
1323 - 4 - D F Wollerau	N von Wigarten	697 300 - 697 650/ 228 125 - 228 425	L	<b>Aufgelassene Steinbrüche</b> im Bächer Sandstein.
1331 - 1 - A Küssnacht	Haltikon	672 700 - 676 850/ 213 650 - 216 700	R	Die <b>Scherstörungen</b> beinhalten Geotope in der Steilzone der Unteren Süsswasser-Molasse (USM). Sie erfolgten mit der Aufschiebung der Rigi-Rossberg-Schuppe. Fossilfundstelle Buseri (spätwürmzeitlicher Wisent).
1331 - 2 - A Küssnacht	Baumgarten	678 675 / 218 050	R	<b>Scherstörungen</b> in der Steilzone der USM auf der Halbinsel Chiemen sowie im Zuger See-Engnis.
1331 - 3 - G Küssnacht	Eichli bis Chrüzegg	677 400 - 678 250/ 213 950 - 216 500	R	Persistente <b>Mittelmoräne</b> zwischen dem Vierwaldstätter See-Arm und dem Zuger See-Arm des Reuss-Gletschers.
1331 - 4 - D G Küssnacht	Chrüzboden– Chrüzegg Ghürschbach	676 875 - 679 075/ 211 975 - 214 900	N	<b>Mittelmoräne</b> zwischen dem Vierwaldstätter See-Arm des Reuss-Gletschers und dem Rigi-Kargletscher, was Granit- und Nagelfluhblöcke belegen. <b>Erratischer Granitblock</b> des Reuss-Gletschers. (Albert-Heim-Stein). Als der Stau durch das Reuss-Eis wegfiel, stiess das Rigi-Eis durch das Ghürschbachtal bis gegen 500 m in die Zuger See-Talung vor, was <b>stirnahe Moränen</b> belegen.
1331 - 5 - G Küssnacht	Fischchratten- bach	679 300 / 214 300	L	Stirnahe <b>Seitenmoränen</b> vor 15'000 Jahren vom Fischchratten-Gletscher von Rigi Kulm abgelagert.
1331 - 6 - G Küssnacht	Gsteig	675 425 / 215 450	L	<b>Strudelloch</b> von Schmelzwässern in der Steilzone der USM.
1331 - 7 - G Küssnacht	Hohle Gasse	676 900 - 677 400/ 216 350 - 216 600	R	In der Hohlen Gasse ist ein <b>Querschnitt</b> durch eine <b>Mittelmoräne</b> zwischen Zuger See- und Küssnachter Arm des Reuss-Gletschers aufgeschlossen.
1341 - 1 - G Altendorf	Stöcklichrütz	704 125 - 704 950/ 223 600 - 224 150	R	<b>Moränen</b> der grössten Vergletscherung des Linth/Rhein-Gletschers.
1341 - 2 - B Altendorf	Rinderweidhorn	keine - sensibel	R	Fundstelle <b>fossiler Pflanzen</b> .
1342 - 1 - G Galgenen	Ober Grabenegg	707 200 - 708 000/ 223 950 - 224 200	R / L	Die Moräne der Ober Grabenegg stellt eine <b>Mittelmoräne</b> zwischen Linth/Rhein-Gletscher und Eis von der Pfifegg dar.
1342 - 2 - G Galgenen	Pfifegg	707 600 - 708 350/ 222 400 - 223 075	R / L	<b>Dolinen</b> im Kalksandstein der USM der Pfifegg.
1343 - 1 - F Innerthal	Chli und Gross Mutzenstein	709 775 - 710 825/ 214 775 - 215 900	R	Zwischen Schlierenbach und Fläschlihöchi liegt über dem Serhalten-Flysch eine Wildflysch Abfolge (Iberg-Mélange) mit Blöcken der Klippendecke. Darüber folgen über Amdener- bzw. Wang-Formation <b>Nummulitenkalke</b> von Gross und Chli Mutzenstein und Rot Wand.
1343 - 2 - E Innerthal	Allmeind Wägitaler See	711 650 - 712 350/ 215 075 - 216 350	L	Über Jahre vom Bundesamt für Landestopografie vermessene <b>Horizontal- und Vertikalverschiebungen</b> , bis 220 cm/Jahr, bekunden aktuelle Rutschungen im moränenbedeckten Flyschgebiet des Wägital.
1343 - 3 - A G Innerthal	Bockmattlihütte Schiberg–Bock- mattli	714 500 - 715 400/ 217 000 - 218 150	R	Die Scherstörung zwischen Schiberg und Bockmattli wurde im Eiszeitalter ausgeräumt. In der dazwischen entstandenen Hohlform hat sich ein Gletscher entwickelt. Zwischen dem Wägitaler-Gletscher und dem zwischen Schiberg und Bockmattli zufließenden Ast des Trepsen-Gletschers hat sich eine <b>persistente Mittelmoräne</b> gebildet.
1343 - 4 - H D Innerthal	Hundsloch und Fläschloch	712 200 / 214 150 713 200 / 215 550	N	<b>Stromquellen</b> mit stark unterschiedlicher Wasserführung. Die beiden Quellen hängen miteinander zusammen.
1343 - 5 - A Innerthal	Schwalppass– Ochsenkopf	710 000 - 713 000/ 210 500 - 211 550	R / L	Von <b>Scherstörungen</b> durchsetzte Umbiegung in der südlichen Rederten-Scholle zwischen Schwalppass und Ochsenkopf. Die Scherstörungen durchziehen die Oberalp vom Nollen bis ins Quellgebiet des Brüschtal.
1343 - 6 - A Innerthal	Wänifirst	709 050 - 710 000/ 209 750 - 211 100	R / L	Markante <b>Scherstörungen</b> im E-Ende der Drusberg-Decke zwischen Wänifirst und Fulberg.
1343 - 7 - F Innerthal	Durgäng	711 700 - 712 575/ 210 850 - 211 400	R / L	<b>Typlokalität der Dur(ch)gäng-Schichten</b> , glaukonitische Mergel. Schichtglied in der unteren Garschella-Formation der Luitere-Fossilschicht.
1345 - 1 - G H Reichenburg	Hirschlen	716 425 - 716 850/ 226 000 - 226 400	L	<b>Grundwasser und Abbauwände</b> der ehemaligen Kiesgrube Hirschlen.
1345 - 2 - H Reichenburg	Reumeren	716 700 - 717 100/ 226 775 - 226 950	R / L	<b>Altlauf der Linth</b> mit offenen Wasserflächen.

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1345 - 3 - A <b>Reichenburg</b>	Lauhöchi/ Lachen	715 000 - 716 050/ 221 675 - 222 400	L	<b>Scherstörung</b> im Zusammenhang mit Spitzberg-Abscherung.
1346 - 1 - G <b>Schübelbach</b>	Ebnet, Oberluft, Sampel	714 700 - 715 000/ 226 000 - 226 250	L	Die <b>Schottervorkommen</b> auf der SW-Seite des Buechberg sind wohl als ältere von Linth- und Wägitaler Gletscher gestaute Kame-Schotter und verschwemmte Mittelmoränen zu deuten.
1346 - 2 - A <b>Schübelbach</b>	W-Ende des Chöpfenberg	714 600 - 715 300/ 218 850 - 219 800	R	<b>Scherstörungen</b> am W-Ende des Chöpfenberg. Die Abfolge ist im Gebiet des Klausenpasses von der Griesstock-Decke abgerissen, unter der Axen-Decke von ihrer Unterlage abgesichert und an den Alpenrand verfrachtet worden.
1346 - 3 - A <b>Schübelbach</b>	Stockberg– (Austock)	710 825 - 711 900/ 223 050 - 223 950	L	Am Westende des Stockberg zeichnet sich in der subalpinen Molasse eine form-schöne nach N <b>überkippte Synklinale</b> ab.
1347 - 1 - F <b>Tuggen</b>	Buechberg Steinbrüche	712 050 - 714 075/ 229 550 - 230 375	L	<b>Aufgelassene Steinbrüche</b> im Granitischen Sandstein am Nord- und Südhang des Buechberg. Bereits im ausgehenden Mittelalter wurden Sandsteine gebrochen und mit Schiffen vor allem nach Zürich geliefert.
1347 - 2 - G <b>Tuggen</b>	Buechberg Erratiker	711 125 - 716 000/ 228 650 - 230 400	L	Auf dem Buechberg liegen <b>zahlreiche Erratiker</b> (vorwiegend Verrucano-Blöcke), die in Mittelmoränen auf dem Rücken des Linth/Rhein-Gletschers auf der Molasse-Synklinale des Buechberg auf Grund gelaufen sind.
1347 - 3 - G H <b>Tuggen</b>	Alter Linth-Lauf	714 850 - 715 250/ 229 675 - 230 050	R	Zwischen Walensee und Zürichsee lag noch im frühen Mittelalter ein flachgründiger See (Tuggener See). Dieser verlandete im Laufe der Zeit; hinterliess Restseen zwischen denen Linth und Maag sich durchwandten.
1347 - 4 - A <b>Tuggen</b>	Buechberg– Grinau	710 400 - 716 100/ 228 475 - 230 700	L	Die Molasse-Synklinale des Buechberg findet an der Grinau (E-Ende des Buechberg) ein durch zwei <b>Scherstörungen</b> bedingtes plötzliches Ende.
1347 - 5 - A <b>Tuggen</b>	E Höchegg	713 775 - 714 125/ 229 450 - 229 750	L	Abrisszone einer grossen <b>Rutschung</b> .
1347 - 6 - H <b>Tuggen</b>	Chränest– Rüthof	713 750 - 713 925/ 227 600 - 227 900	L	Wasserlöcher; Sand und Silt führende Wasseraustritte; <b>Tagbrüche</b> .
1347 - 7 - G <b>Tuggen</b>	Rosenberger- hof	712 900 - 713 200/ 227 400 - 227 800	L	<b>Lehmgrube</b> Rosenberg der ehemaligen Zürcher Ziegeleien.
1348 - 1 - A <b>Vorderthal</b>	Spitzberg	710 875 - 711 750/ 220 000 - 220 875	R	Die gegen S abdrehenden Schichten der Unteren Süsswassermolasse reissen am Ostende ab und erscheinen wieder N des Trepsentales.
1348 - 2 - A <b>Vorderthal</b>	Klein Aubrig Gross Aubrig	707 625 - 712 975/ 217 750 - 219 375	R	Zwischen Chalberstock (Bezirk Einsiedeln), dem Chli Aubrig und Gugelberg wurden die <b>Silberden-Decken</b> im Rossmattental abgesichert und an den <b>Alpenrand verfrachtet</b> .
1348 - 3 - F <b>Vorderthal</b>	S der Sattellegg	706 850 - 707 825/ 219 450 - 220 000	L	S der Sattellegg, auf Hinter Sattellegg zwischen Wicherten und Wangner Hüttli, liegen mehrere Schuppen von <b>Einsiedler Nummulitenkalk</b> mit Stad-Mergeln.
1349 - 1 - C <b>Wangen</b>	Rüti	710 200 - 710 425/ 228 525 - 228 650	R	Letztinterglaziale <b>Schieferkohle</b> in den Schottern von Wangen. Zwischen Wangen und Nuolen ist noch ein letzter bescheidener Rest von Schieferkohle im Verband erhalten.
1349 - 2 - B E <b>Wangen</b>	Guntliweid	711 200 - 711 500/ 229 325 - 229 525	R	Im Steinbruch Guntliweid kam beim Abbau der Unteren Süsswassermolasse (USM) eine <b>reiche fossile Flora</b> zum Vorschein: nebst Campherbäumen, ein Zapfen einer Goldtanne.
1361 - 1 - G <b>Alpthal</b>	Gspaa	695 100 - 696 000/ 209 800 - 210 500	L	<b>Moränen</b> eines spätglazialen Zwüschet-Mythen-Gletschers, welcher von der N-Seite des Grossen Mythen und von der SE-Seite des Kleinen Mythen genährt wurde.
1361 - 2 - F <b>Alpthal</b>	Zwäckenalp– Brünnelstock	697 275 - 697 950/ 208 850 - 209 225	R	Auf der Zwäckenalp finden sich mehrere isolierte Reste von <b>Trias der Klippen-Decke</b> mit Kalkalgen (Diploporen) und Bryozoen.
1362 - 1 - F G <b>Arth</b>	Rigi	678 250 - 681 900/ 210 150 - 213 050	R	Nagelfluh-Abfolge. Auf der SE-Seite von Rigi-Kulm zeichnen sich in der USM <b>Bergzerreissungen</b> ab. Nagelfluhplatten lösen sich längs Klüften und gleiten ab.
1362 - 2 - G <b>Arth</b>	Staldi–Dächli	681 600 - 682 300/ 210 675 - 211 300	L	Die Blöcke stammen aufgrund der Vergesellschaftung mit vielen <b>Taveyanne-Sandsteinen</b> aus dem Schächental und Gruontal.
1362 - 3 - G <b>Arth</b>	Rufiberg P. 1061	684 000 - 684 500/ 215 250 - 216 475	R	<b>Mittelmoräne</b> zwischen Zuger See-Arm des Reuss-Gletschers und des Gletschers vom Gnipen. Dies belegen Nagelfluhblöcke von der Gnipen-Seite.
1362 - 4 - G E <b>Arth</b>	Rigi- Scheidegg	681 800 - 683 100/ 208 300 - 209 800	R	<b>Abfolgen der Scheidegg-Nagelfluh</b> , der höchsten Serie der Rigi-Schüttung, die auf der S-Seite der Scheidegg (Burgeist-Windegg) versackt sind und stellenweise langsam talwärts gleiten.
1362 - 5 - B D G <b>Arth</b>	Gnipen	685 200 - 685 550/ 213 750 - 215 000	R	Im Bergsturz-Anrissgebiet und im Trümmerfeld liegen, am Rande aufgeschlossen, <b>fossile Floren</b> von bemerkenswerten Arten (Baumstrünke, Trittsiegel oligozäner Tiere).
1362 - 6 - D G <b>Arth</b>	Goldauer- Bergsturz	638 050 - 688 500/ 209 850 - 215 100	I	Eiszeitliche, nacheiszeitliche und historische Bergstürze am Rossberg, speziell <b>Rötener-</b> (1222) und <b>Goldauer-</b> (1806) <b>Bergstürze</b> .
1362 - 7 - B <b>Arth</b>	Züngelenbach	keine - sensibel	R	Am Züngelenbach NE von Arth entdeckte E. Baumberger eine <b>fossile Farnflora</b> mit Wasserfichte und Ahorn.
1362 - 8 - A F <b>Arth</b>	Oberarth– Goldau	682 900 - 684 350/ 211 700 - 212 850	L	Nagelfluhbänke und ihre <b>Scherstörungen</b> .
1363 - 1 - A G <b>Illgau</b>	Fallenflue– Oberberg	695 150 - 698 600/ 205 200 - 207 050	L	Von zahlreichen <b>Scherstörungen</b> durchsetzter Bereich des Fallenflue-Gewölbes der Drusberg-Decke mit deutlichen Schichtverstellungen und vielen <b>Dolinen</b> .

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1364 - 1 - E F <b>Ingenbohl</b>	Spitzeren	685 750 - 686 175/ 206 750 - 206 825	R	Seit BUXTORF 1916 wird der tiefere Betlis-Kalk der Hochflue-Kette in <b>Spitzeren-Kalk und Spitzeren-Mergel</b> unterteilt.
1364 - 2 - D G <b>Ingenbohl</b>	Gottertli	686 750 - 687 125/ 207 300 - 207 575	R	<b>Erratiker</b> aus dem Urner Reusstal, transportiert zur Zeit der grössten Vergletscherung.
1364 - 3 - F <b>Ingenbohl</b>	Wilerbrugg	688 600 / 206 400	R	Flysch-Aufschluss mit <b>Ölquarzit-Geschieben</b> im Dach der Inneren Einsiedler Schuppenzone (IES).
1364 - 4 - H <b>Ingenbohl</b>	Rotacher– Wilten	689 150 - 689 275/ 207 000 - 207 125	R	Der zurückschmelzende Reuss-Gletscher liess im frühen Spätglazial am Rande „Eiskuchen“, sog. Toteis, zurück. <b>Toteis-Hohlform</b> mit gelegentlichem Seelein.
1365 - 1 - A <b>Lauerz</b>	S Lauerz	686 675 - 687 400/ 209 000 - 209 800	L	<b>Moränenzüge</b> S von Lauerz als Dokument einer Eisrandlage beim Rückzug des Reuss-Gletschers.
1365 - 2 - A D <b>Lauerz</b>	Weidstein– Schwanau	687 700 - 688 650/ 208 800 - 209 800	R	Mehrere <b>Nummulitenkalk-Abfolgen</b> vom Typ Einsiedeln liegen zwischen Otten und Schwanau (Eisenerz von Lauerz).
1365 - 3 - A <b>Lauerz</b>	Schwändi	688 400 - 688 700/ 208 600 - 208 850	R	Die <b>Schürflinge</b> von Altdorfer Sandstein und Gruontal-Konglomerat stammen aus dem Schächental. Sie wurden über dem Flysch abgeschert und an den Alpenrand verfrachtet.
1366 - 1 - G <b>Morschach</b>	Sisikon– Hinter Ibach	689 050 - 692 450/ 200 850 - 206 500	R	Im Bereich Sisikon–Morschach–Hinter Ibach liegen massenhaft <b>Erratiker als Mittelmoränenreste</b> des Reuss-Gletschers.
1366 - 2 - A <b>Morschach</b>	Fronalpstock	690 850 - 691 350/ 202 050 - 203 300	L	<b>Aufschiebung</b> innerhalb des Fronalpstock-Gewölbes der Drusberg-Decke.
1366 - 3 - G <b>Morschach</b>	Spitzeren–Eu	690 900 - 691 325/ 203 200 - 204 000	L	<b>Nischenartige Hohlform</b> im Schrattekalk der Fronalpfalte (Drusberg-Decke) war in N-Exposition von einem Gletscher erfüllt.
1366 - 4 - F <b>Morschach</b>	Furggeli P. 1732	691 700 / 202 050	L	<b>Götzis-Schichten</b> , Konglomeratischer Seewer Kalk auf normalem Seewer Kalk.
1366 - 5 - F <b>Morschach</b>	Näppenalp	693 850 - 696 200/ 202 150 - 203 775	R	Im Gebiet Näppenalp–Tröligerwald liegt <b>Nummulitenkalk vom Typ Einsiedeln</b> auf Wang-Schichten der Drusberg-Decke.
1367 - 1 - E F <b>Muotathal</b>	Mälchstöckli P. 1707 Laubgarten- bach	696 350 - 696 750/ 201 550 - 202 100 696 700 / 202 375	R	Auf dem Mälchstöckli liegt <b>Wang-Brekzie</b> mit Komponenten von Seewer Kalk, Garschella-Formation und oberstem Schrattekalk. Laubgarten-Bach 1420 und 1500 m ü.M. mit Blöcken von <b>Seewer Kalk, Garschella-Formation und Oberen Orbitolinenschichten</b> in Wang-Formation.
1367 - 2 - F <b>Muotathal</b>	Planggstock– Oberjüntenen	697 100 - 697 650/ 202 100 - 203 075	R	Im Gebiet des Planggstock zeichnen sich <b>zwei Transgressionen</b> ab: Konglomeratischer Seewer Kalk (Götzis-Schichten) und Wang-Schichten.
1367 - 3 - E G <b>Muotathal</b>	Schwarzstock	697 450 - 698 350/ 201 200 - 203 200	R	<b>Sackungen</b> , die noch immer aktiv sind und wiederholt ins Rambachtobel niedergefahren sind, bedeuten für das Dorf Muotathal eine latente Gefahr.
1367 - 4 - G <b>Muotathal</b>	Hellberg	699 375 - 699 950/ 201 975 - 202 575	L	<b>Stirnahe Seitenmoränen</b> . Vom mündenden Bürgeli-Gletscher aus dem Gebiet Chaiserstock–Blüemberg.
1367 - 5 - A G <b>Muotathal</b>	Achslenstock	698 600 - 699 325/ 199 675 - 200 700	R	Bei der Überschiebung der Drusberg-Decke wurde die <b>Obere Silbernen-Decke</b> im Gebiet des Achslenstock und des Blüemberg-Hörel in <b>Falten gelegt</b> .
1367 - 6 - G <b>Muotathal</b>	E Frutt bis Hürital	699 900 - 701 200/ 202 000 - 202 450	L	Prachtvoll erhaltene spätglaziale <b>Seitenmoräne</b> des Hüri-/Muota-Gletschers.
1367 - 7 - G H <b>Muotathal</b>	Höllloch Balmbälzchen Schl. Brunnen Fugglen	702 700 / 203 725 707 200 / 204 350 702 450 / 203 325 702 250 / 203 100	I	Höllloch und zweiter Eingang in den Balmbälzchen. <b>Ausgedehntes Höhlensystem</b> in verschiedenen tektonischen Einheiten (Bächistock-Decke, Untere und Obere Silbernen-Decke, verschiedene Kreidekalke, so im Kontakt mit Drusberg-Schichten Schrattekalk). Schlichenden Brunnen: (Balm) <b>Karstwasseraustritt des Höllloch-Höhlensystems</b> , Fließwege aus dem Silberengebiet mit Markiersuch nachgewiesen. Fugglen: <b>Karstwasseraufstöße</b> .
1367 - 8 - G <b>Muotathal</b>	Gütschtobel– Bawangli	695 700 - 697 050/ 203 000 - 204 125	N	<b>Karstsystem</b> mit grossen Höhlen, welche eine ausserordentlich grosse Schichtreihe (Mittlere Unterkreide bis Alttertiär) durchqueren.
1367 - 9 - A <b>Muotathal</b>	Wallis, SE von Hinterthal	702 150 - 702 550/ 201 850 - 202 300	R	Auf Wallis, SE von Muotathal, liegt <b>Kieselkalk der Toralp-Serie</b> auf der Oberen Silbernen-Decke.
1367 - 10 - F <b>Muotathal</b>	Grosser Stern	703 900 / 206 260	R	<b>Oolithische Bänke</b> in den Luitere-Mergeln der unteren Garschella-Formation.
1367 - 11 - G <b>Muotathal</b>	N von Wasserberg	702 500 - 704 400/ 201 000 - 203 100	R	<b>Sackungen auf verschiedenen Gleithorizonten</b> der unteren Kreide sind als höhere Elemente der Axen-Decke ins vordere Bisistal niedergefahren.
1367 - 12 - A F <b>Muotathal</b>	Vorderes Bisistal	702 800 - 704 750/ 202 250 - 203 350	R	<b>Dreifache Abfolge</b> von Schrattekalk, Garschella-Formation, Seewer Kalk der Bächistock-, Unteren und Oberen Silbernen-Decke im E begrenzt durch Aufschiebung mit helvetischem Kieselkalk.
1367 - 13 - D G <b>Muotathal</b>	Kar des Gämsstafel	706 100 - 707 200/ 206 300 - 207 100	N	<b>Typlokalität der Drusberg-Schichten</b> . Nach der Gesteinsabfolge im Gämsstafel SE des Druesberg hat ARN. ESCHER (1868) vor 135 Jahren den Begriff der mergelig-siltig und siltig-kalkigen Wechselfolge der oberen Unter-Kreide der helvetischen Kalkalpen bezeichnet.
1367 - 14 - A <b>Muotathal</b>	Gschwändeigen	704 825 - 705 300/ 202 850 - 204 300	R	Von der Drusberg-Decke bei ihrem Vorgehen in die tektonische Senke der oberen Silbernen-Decke gepresste <b>Verkehrtsrie</b> (Toralp-Element: Helvetischer Kieselkalk und Betlis-Kalk).

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1367 - 15 - G <b>Muotathal</b>	Dürenboden und Hochweid	705 675 - 706 650/ 199 425 - 200 425	<b>R</b>	<b>Mittelmoräne Dürenboden</b> zwischen Muota- und Robutzli-Gletscher von der Hochfläche der Charetalp und Höchweid zwischen östlichen Parental-Armen des Muota-Gletschers.
1367 - 16 - A <b>Muotathal</b>	Bödmerenwald	706 000 - 707 200/ 203 075 - 207 075	<b>R</b>	<b>Im Bödmerenwald</b> ist im Gebiet Fureneggen-Tältli die Obere Silbernen-Decke von mehreren N-S-verlaufenden <b>Scherstörungen</b> durchsetzt, und in tektonischen Senken liegen Reste des Toralp-Elementes.
1367 - 17 - A <b>Muotathal</b>	In den Balmblätzen	707 100 - 707 400/ 204 175 - 204 650	<b>R</b>	Von der Drusberg-Decke wurde bei ihrem Vorgeiten in die tektonische Senke der Oberen Silbernen-Decke <b>Verkehrtsrie</b> (Toralp-Element) gepresst.
1367 - 18 - G <b>Muotathal</b>	E von Ober Schwarzenbach	707 200 - 707 800/ 199 800 - 200 200	<b>N / R</b>	<b>Der tiefste „Block-Gletscher“</b> der Alpen, mit einem Ende auf 1100 m ü.M., gleitet auf steilstehendem Mols-Member (Tonschiefer des Aalenian). Das transportierte Bergsturzgut besteht aus Quintner Kalk vom Chupferberg.
1367 - 19 - A <b>Muotathal</b>	Vorder Bärenloch	707 125 - 707 800/ 205 050 - 205 525	<b>L</b>	Von der Oberen Silbernen-Schuppe oder evtl. vom Toralp-Element ist beim Vorgeiten der Drusberg-Decke eine <b>Seewer Kalk-Schuppe abgesichert</b> worden.
1367 - 20 - A G <b>Muotathal</b>	Roggenstöckli P. 1702.5	707 350 - 708 150/ 203 925 - 204 400	<b>N</b>	<b>Klippe der Drusberg-Decke</b> , liegt im W auf der Oberen Silbernen-Schuppe im E auf Toralp-Element. Der Anschluss zur Drusberg-Decke wurde durch die Muldenstruktur des Oberen Roggenloch unterbunden.
1367 - 21 - G <b>Muotathal</b>	Milchbüelen	707 900 - 708 600/ 196 500 - 197 200	<b>L</b>	Noch im ausgehenden Spätwürm stürzte der Glattalp-Gletscher in das von Moränen begrenzte <b>Zungenbecken</b> auf Oberen Lias.
1367 - 22 - A H <b>Muotathal</b>	Gwalpeten- Märenspitz	707 700 - 708 500/ 194 000 - 196 150	<b>R</b>	Im hintersten Bisistal ist die <b>Axen-Decke in Falten</b> gelegt. Über ihr liegt Malm der Drusberg-Decke. Märenbrunnen: Grosse Quelle aus Felswand.
1367 - 23 - G <b>Muotathal</b>	Alp Saas	708 550 - 709 750/ 207 000 - 208 625	<b>L</b>	Auf der E-Seite der Kette Miserenstock-Wänifirst sind in der Palfris-Formation und den Vitznauer Mergel <b>Sackungen</b> ins hinterste Klöntal niedergefahren.
1367 - 24 - A <b>Muotathal</b>	Pragel-Ramp- ferenstöckli	709 400 - 710 000/ 206 125 - 206 950	<b>L</b>	Toralp-Element: <b>verkehrtliegender Betlis-Kalk</b> der Drusberg-Decke liegt auf der Oberen Silbernen-Schuppe. Im Westen und Osten ist es durch eine Bruchstörung begrenzt.
1367 - 25 - A <b>Muotathal</b>	Bödmeren, Oberist Hütte	708 850 - 709 000/ 203 825 - 204 100	<b>R</b>	In bereits bei der Platznahme der helvetischen Decken existenten Bruchspalten der Oberen Silbernen-Decke findet sich S von Oberist Hütte, im Bereich einer <b>markanten Querstörung</b> , Kieselkalk des Toralp-Elementes.
1367 - 26 - A B <b>Muotathal</b>	Tor-Abedweid	708 525 - 709 025/ 202 650 - 203 525	<b>R</b>	Durch Scherstörungen begrenztes, dreieckiges Senkungsgebiet in der Oberen Silbernen-Decke. Darin liegt ein Rest des Toralp-Elementes, <b>Verkehrtschenkel der Drusberg-Decke</b> mit Kieselkalk und Betlis-Kalk.
1367 - 27 - A <b>Muotathal</b>	Torloch	708 950 / 202 200	<b>L</b>	Grenzblatt in der steilstehenden <b>Öhrli-Formation</b> , darüber Vitznau-Mergel und Betlis-Kalk der basalen Axen-Decke; dann folgt erneut steilstehender Öhrli-Kalk der Bächistock-Decke.
1367 - 28 - A <b>Muotathal</b>	Toralp Silbernen-Gipfel	709 200 - 711 100/ 202 825 - 203 850 710 825 - 711 550/ 205 475 - 206 100	<b>N</b>	Toralp: <b>Typlokalität der Toralp-Abfolge bzw. Elementes</b> . Verkehrtsrie der darüber vorgefahrenen Drusberg-Decke. Reste von verwalztem Betlis-Kalk wurden in tektonische Senken gepresst. Auf der N-Seite des Gross Mälchtal biegt dieser in flach nach N geöffneter Mulde zum Toralp-Element, der Verkehrtsrie der Drusberg-Decke, um.
1367 - 29 - G <b>Muotathal</b>	Gross Mälchtal	709 250 - 709 500/ 202 500 - 202 750	<b>R</b>	Im schattigen Gross Mälchtal hat sich auf knapp 1800 m ü.M. eine <b>prachtvolle Stirnmoräne</b> des Gross Mälchtal-Gletschers vom Chratzerengrat gebildet.
1367 - 30 - A <b>Muotathal</b>	Robutzli	708 500 - 710 000/ 199 800 - 200 500	<b>L</b>	In der von Scherstörungen durchsetzten Karst-Hochfläche des westlichen Bös Fulen-Gewölbes hat sich der <b>Dogger-Aufbruch</b> des Robutzli ausgebildet.
1367 - 31 - G <b>Muotathal</b>	Charetalp	708 550 - 711 000/ 198 300 - 199 300	<b>L</b>	<b>Versickerungstrichter</b> im verorteten und von Scherstörungen durchsetzten Karstgebiet im Quintner Kalk und in der Zementstein-Formation der Axen-Decke.
1367 - 32 - G <b>Muotathal</b>	Gampeleggen	709 925 - 711 350/ 208 375 - 208 825	<b>R</b>	<b>Persistente Mittelmoräne</b> , die sich zwischen Eis von der Silbernen und vom Bietstock sowie von Fläschenspitz-Wänifirst und Brüschbüchel bildete.
1367 - 33 - A <b>Muotathal</b>	Chälen- Ronnenband	710 200 - 711 700/ 207 600 - 208 500	<b>L</b>	Zwei Systeme von <b>schrägen Scherstörungen</b> am N-Abhang der Silbernen (Chälen-Ronnenband).
1367 - 34 - G <b>Muotathal</b>	Silberenseeli	711 850 - 712 575/ 203 500 - 204 250	<b>L</b>	Das <b>Bergsturzseeli</b> auf der Hinteren Silbernenalp wird durch liegende Vitznau-Mergel gestaut. Diese sind nur an wenigen Stellen nicht vom Öhrli-Kalk-Sturzgut vom Chratzerengrat verschont geblieben.
1367 - 35 - G <b>Muotathal</b>	Gämsiloch Chratzerengrat	711 000 - 711 300/ 203 100 - 203 325	<b>L</b>	Aus dem steilstehenden Öhrli-Kalk der Bächistock-Decke ist ein Stück Fels ausgebrochen und hat eine <b>Naturbrücke</b> entstehen lassen.
1367 - 36 - G <b>Muotathal</b>	Glattalp	709 900 - 713 100/ 196 800 - 198 300	<b>L</b>	Die tektonisch angelegte und von Sackungen der Zementstein-Formation umgebene <b>Wanne des Glattalpsees</b> in der Zementstein-Formation der Axen-Decke wurde von Gletschern vom Ortstock und von den Jegerstöck ausgekolk.
1367 - 37 - A <b>Muotathal</b>	Jegerstöck	709 425 - 713 550/ 195 400 - 197 575	<b>L</b>	Über der Zementstein-Formation der Axen-Decke liegt mindestens ein Paket einer höheren Einheit von Quintner Kalk und Zementstein-Formation. Es entspricht dem <b>Jurakern der Drusberg-Decke</b> .
1367 - 38 - A <b>Muotathal</b>	Brunalpele	712 500 - 714 500/ 201 500 - 203 325	<b>L</b>	<b>Scherstörungen</b> im verfalteten und durchscherten Dogger-Aufbruch des Brunalpele, in dessen Kern Eisensandstein (Bommerstein-Formation) zu Tage tritt.
1367 - 39 - F G <b>Muotathal</b>	Rund Eggen	714 000 - 715 975/ 199 500 - 201 300	<b>R / L</b>	Eindrückliche <b>Rundhöckerlandschaft</b> in dem von Störungen mit tiefen Dolinen und Karrenschloten durchsetzten Oberen Quintner Kalk der Axen-Decke.

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1367 - 40 - H <b>Muotathal</b>	Hinter Seeberg	705 600 - 705 900/ 200 500 - 200 900	N	Grosse <b>Karstwasseraufstöse</b> im Talboden mit beidseitigem Einzugsgebiet (BLN 1601).
1368 - 1 - A <b>Oberiberg</b>	Surbrunnen- tobel	699 200 - 701 675/ 211 875 - 212 475	R	Im Surbrunnen-tobel liegen in Mergeln exotische Blöcke als <b>Iberg-Mélange</b> (früher Wildflysch).
1368 - 2 - A F <b>Oberiberg</b>	Mördergruebi Pt. 1690	700 175 - 701 800/ 206 650 - 208 700	R	Die Mördergruebi besteht aus einer zerbrochenen <b>ostalpinen Hauptdolomit-Platte</b> über mittel- und hochpenninischen Klippen-Einheiten.
1368 - 3 - A G <b>Oberiberg</b>	Minsterschlucht Glastobel	701 500 - 702 075/ 210 675 - 212 125	L	Minsterschlucht und Glastobel wurden nicht nur durch die Erosion der Minster und durch Schmelzwässer des Minster-Gletschers erzeugt; sie sind durch <b>Scherstörungen</b> tektonisch vorgezeichnet worden.
1368 - 4 - G <b>Oberiberg</b>	Buoffen	701 025 - 701 575/ 208 800 - 210 175	L	Zwischen Chäsvald- und Minster-Gletscher hat sich eine <b>Mittelmoräne</b> mit zahlreichen Dolomit-Erratikern gebildet.
1368 - 5 - D H <b>Oberiberg</b>	„Berggeist“- Quelle	701 675 / 207 775	R	Im Bruchtektonik-Areal vom Einsiedler Schuppenzonen-Gebiet (Amdener Formation/Nummulitenkalk/Stad-Mergel) tritt eine <b>Schwefel-Wasserstoff (H<sub>2</sub>S)-reiche Quelle</b> aus.
1368 - 6 - A F <b>Oberiberg</b>	Roggenstock	702 200 - 703 075/ 208 100 - 209 425	I	<b>Klippenabfolge</b> am Roggenstock besteht aus mittelpenninischer Klippen-Decke, hochpenninischer Radiolarit/Ophiolit-Decke, ostalpinen Schuppe von Ober Roggen und Gipfelklippe Roggenstock-Farenstock.
1368 - 7 - G <b>Oberiberg</b>	Seebli	702 200 - 703 000/ 207 300 - 208 150	L	<b>Senke von tektonisch gestörten Wang-Schichten</b> . Sie war infolge des Permafrostes bis zum Überlauf aufgestaut.
1368 - 8 - A <b>Oberiberg</b>	Hesisbol-Alp	701 500 - 703 600/ 205 700 - 207 800	L	<b>Scherstörungen</b> in der Wang-Formation der Hesisbol-Alp mit aufliegenden Nummulitenkalken mit zahlreichen Dolinen. Diese haben sich oft in Schnittstellen von Scherstörungen gebildet.
1368 - 9 - B D <b>Oberiberg</b>	Bei der Druesberghütte	keine - sensibel	R	Im Obersten Schrattenkalk der südlichen Drusberg-Decke hat schon ARN. ESCHER (1868) vor über 130 Jahren <b>Korallen</b> gefunden. Sie belegen ein sauberes, untiefes Wasser in diesem Ablagerungsbereich des Schrattenkalkes.
1368 - 10 - F <b>Oberiberg</b>	Twäriberg	705 250 - 705 850/ 210 050 - 210 550	R / L	<b>Glaukonitischer Phosphorit-Horizont</b> mit aufgearbeiteten Brocken von Briskalk, tiefstes Glied der Selun-Schichtglieder (Garschella-Formation).
1369 - 1 - A F <b>Riemenstalden</b>	Chämlezen	691 200 - 691 500/ 200 500 - 200 700	R	Abgescherter und beim Vormarsch der Drusberg-Decke <b>überdrehte Front</b> der Bächistock-Decke.
1369 - 2 - A E <b>Riemenstalden</b>	Chlingenstock- Hengst	693 600 - 696 100/ 200 825 - 201 450	R	<b>Ausbruch</b> von Kreide-Schichten zwischen Rot Turm, Chlingenstock und Hengst aus dem Auflagerungsbereich der Wang-Formation.
1369 - 3 - A <b>Riemenstalden</b>	Fulen Chaiserstock	696 975 - 697 500/ 197 050 - 197 450 696 950 - 698 400/ 198 050 - 199 100	R	Im Fulen ist mit Betlis-Kalk und Kieselkalk noch eine <b>Gipfelklippe</b> der Oberen Silberden-Decke auf der Bächistock-Decke vorhanden. An markanten <b>Querstörungen</b> endet die Obere Silberden-Decke mit dem Chaiserstock-Chli Chaisergrat; sie ist gegen die Urner See-Kulmination an den Alpenrand vorgeschoben worden und erscheint dort in der Urmiberg-Platte.
1370 - 1 - A B <b>Rothenthurm</b>	Rothenthurm	keine - sensibel	R / L	<b>Scherstörungen</b> in der Talung von Rothenthurm mit Fundstellen <b>fossiler Pflanzen</b> in der Steiner Aa und Rössliweid.
1371 - 1 - A <b>Sattel</b>	Sattel- Schornen	689 950 - 691 625/ 215 000 - 217 225	L	<b>Scherstörungen</b> in der Unteren Süsswassermolasse (USM) der Rigi-Rossberg-Schüttung sind verantwortlich für die Sattel-Talung.
1371 - 2 - G <b>Sattel</b>	Sonnenberg	692 100 - 692 475/ 215 550 - 216 100	R	<b>Habkern-Granit-Erratiker</b> in der Steiner Aa und beim Gehöft Lustnau zwischen Sattel und Biberegg.
1371 - 3 - G <b>Sattel</b>	Mostelberg	691 725 - 692 375/ 213 400 - 214 275	R	<b>Mittelmoräne</b> zwischen dem Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers und dem Mostel-Gletscher vom Hochstuckli.
1371 - 4 - G <b>Sattel</b>	Altstafel	688 900 - 689 425/ 215 850 - 216 100	L	Höchste <b>würmzeitliche Eisrandlage</b> auf der SE-Seite des Rossberg, 1200 m ü.M.
1372 - 1 - A G <b>Schwyz</b>	Züngelenflue- Ränggen	688 600 - 689 000/ 207 950 - 208 325	R	In den Ränggen zeichnen sich markante <b>Scherstörungen</b> ab. W des Sattels hat sich in einer der Scherstörungen eine formschöne <b>Riesen-Doline</b> ausgebildet.
1372 - 2 - A <b>Schwyz</b>	Platten-Burg- Engelstock	689 400 - 690 750/ 210 200 - 211 850	R	Vom Lauerzer See bis zum Engelstock finden sich, durch <b>quere Scherstörungen</b> versetzt, Partien der <b>Äusseren Einsiedler Schuppenzone (ÄES)</b> .
1372 - 3 - F <b>Schwyz</b>	Burg	690 425 / 211 260	N / R	<b>Typlokalität</b> des Burg-Sandsteins (Sandstein-Flysch über dem Stad-Mergel).
1372 - 4 - D F <b>Schwyz</b>	Seewen	690 320 / 209 270	N	<b>Typlokalität Seewer Kalk</b> : In einem aufgelassenen Steinbruch 300 m SE der Autobahnausfahrt A4 Schwyz (Seewen).
1372 - 5 - A G <b>Schwyz</b>	Hinter Ibach	691 950 - 692 750/ 205 925 - 207 325	R / L	Südhelvetische <b>Nummulitenkalk-Schuppen</b> an der Basis des Gibel-Gewölbes (Innere Einsiedler Schuppenzone IES). <b>Spätglaziale Moräne</b> Wernisberg-Degenberg auf den Schottern von Niederstalden-Wernisberg.
1372 - 6 - G <b>Schwyz</b>	Hochstuckli- Haggeneegg	693 925 / 212 400	L	Grosser <b>Klippenmalm-Block</b> wurde bereits als Klippe oder erst zur Zeit der grössten Vergletscherung dorthin verfrachtet.
1372 - 7 - B D <b>Schwyz</b>	Zwüschet Mythen	keine - sensibel	R	Fundstelle von <b>fossilen Keuper-Pflanzen</b> : Schachtelhalm (HEER 1877, 1879).
1372 - 8 - G <b>Schwyz</b>	Brüschrain Gummenwald	694 800 - 695 775/ 210 950 - 212 450	L	<b>Mittel- und Endmoränen</b> eines Gletschers vom Haggenspitz (Alp-Gletscher-System).

Stamm-Nr. / Gemeinde	Lokalität	Koordinaten	Stufe	Geotop-Kurzbezeichnung
1372 - 9 - A <b>Schwyz</b>	Grosser und Kleiner Mythen	694 275 - 695 725/ 208 775 - 211 400	I	Oberhalb Schwyz liegt auf Flysch ein markanter Rest der <b>mittelpenninischen Klippen-Decke</b> und baut die beiden Mythen auf.
1372 - 10 - A <b>Schwyz</b>	Muotaslucht	692 200 - 693 875/ 205 125 - 205 700	L	Tektonische Vorgänge bewirkten eine erste Talanlage. In der Folge wurde die <b>Muotaslucht</b> durch Eis, fließendes Wasser und Verwitterungsvorgänge zur heutigen Schlucht geformt.
1372 - 11 - A <b>Schwyz</b>	Rotenflue	695 325 - 696 650/ 207 575 - 209 000	R	Im Gebiet der Rotenflue liegt eine <b>ursprünglich nördliche Scholle der Schwyzer Klippen-Decke</b> vor. Schichtserie: Trias-Gipse, Klippen-Malm, Malmbrekzie, Neocom-Fleckenkalke, Couches Rouges und höhere Schuppe mit Dogger.
1372 - 12 - A G <b>Schwyz</b>	Unter Gibel– Ober Gibel	692 125 - 695 200/ 205 175 - 207 400	R	<b>Scherstörungen</b> (A) und <b>Strudellöcher</b> (G) sowie <b>Dolinen</b> (G) in Schrattenkalk und Garschella-Formation der frontalen Drusberg-Decke.
1372 - 13 - G <b>Schwyz</b>	Chaisten	695 200 - 698 150/ 206 550 - 207 925	L	<b>Persistente Mittelmoräne Chaisten</b> zwischen Rotenflue/Chloterli- und Chli Schijen-Eis.
1372 - 14 - A <b>Schwyz</b>	Chli Schijen P. 1557	697 550 - 698 750/ 207 100 - 207 900	R	Das <b>Klippengebiet des Chli Schijen</b> umfasst neben der Gipfel-Klippe weitere Klippen-Malm-Vorkommen, z.T. mit Neocom-Fleckenkalcken und Couches Rouges.
1372 - 15 - A <b>Schwyz</b>	Gross Schijen– Hudelschijen	698 850 - 699 300/ 207 200 - 208 100	N / R	Über Lunzer Schichten liegen Hauptdolomitreste der ostalpinen Roggenstock-Decke. Sie bekunden <b>die westlichsten Bereiche der Ostalpen</b> .
1372 - 16 - F <b>Schwyz</b>	Isentobel	699 650 - 700 075/ 207 325 - 208 200	R	Im Isentobel liegen im <b>Iberg-Mélange</b> zahlreiche <b>kristalline</b> und andere <b>exotische Blöcke</b> .
1372 - 17 - F <b>Schwyz</b>	Spirstock P. 1771	701 000 - 701 900/ 206 000 - 206 850	L	Auf dem Spirstock liegt über Einsiedler Nummulitenkalcken eine jüngste Abfolge mit <b>Blockmergel</b> und <b>polygener Brekzie</b> .
1372 - 18 - A <b>Schwyz</b>	Urmiberg	687 575 - 690 575/ 206 325 - 209 375	R	Der Urmiberg taucht bei Seewen unter die Schuttfächer von Nieten- und Siechenbach. Seine Fortsetzung liegt im Chaiserstock als Obere Silberer-Decke vor.
1373 - 1 - G <b>Steinen</b>	Blattiswald	686 575 - 687 500/ 211 200 - 211 800	R	Im Blattiswald liegen <b>zahlreiche Erratiker</b> aus dem ernerischen Reuss- und Maderanertal. Sie belegen einen Bergsturz auf den Reuss-Gletscher im frühen Spätglazial.
1375 - 1 - A <b>Unteriberg</b>	Höch-Gütsch	702 325 - 702 850/ 213 050 - 213 150	L	In der <b>Inneren Einsiedler Schuppenzone</b> (IES) liegt eine mehrfache Abfolge von Amdener Formation, Nummulitenkalk und Stad-Mergel, die lokal von Iberg-Mélange überdeckt ist.
1375 - 2 - B <b>Unteriberg</b>	„Hüenderstein“	702 900 / 212 950	L	Kleine Sackungsscholle der Inneren Einsiedler Schuppenzone (IES) mit <b>verschiedenen Nummulitenarten</b> .
1375 - 3 - A G <b>Unteriberg</b>	Guggerenchopf Hirsch	702 950 - 704 300/ 210 975 - 213 100	R	<b>Scherstörungen</b> im Gewölbe Guggerenchopf-Hirsch der frontalen Drusberg-Decke. Sie lassen sich zwischen Däslig-Sitinossen-Schlözbach in zahlreichen kleinen Störungen direkt beobachten.
1375 - 4 - H <b>Unteriberg</b>	Studen Adelmatt	706 375 / 214 300	R	<b>Karstwasser-Aufstösse</b> . Die letzten drei noch nicht gefassten Quell-Aufstösse in der Ebene von Studen.
1375 - 5 - A <b>Unteriberg</b>	Tierfäderenegg– Stock-Nollen	705 600 - 706 350/ 211 950 - 212 850	R	Am Stock liegen <b>zwei Abfolgen von Wang-Formation</b> , Nummulitenkalk und Stad-Mergel übereinander.
1375 - 6 - A <b>Unteriberg</b>	Schlund	704 925 / 212 850	L	Der ca. 750 m <sup>3</sup> grosse <b>Seewer Kalk-Block</b> wurde vom P. 1513 N der Tierfäderenegg durch Eis zum Schlund transportiert.
1375 - 7 - F <b>Unteriberg</b>	Wannen	keine - sensibel	L	<b>Fossilhorizont</b> der Wannenalp-Schichten (Obere Garschella Formation).
1375 - 8 - G <b>Unteriberg</b>	Biet	706 325 - 706 550/ 210 550 - 210 775	L	Auf der N-Seite des Biet haben sich mehrere <b>grosse Dolinen</b> gebildet.
1375 - 9 - A D <b>Unteriberg</b>	Rütstein P. 1986	706 400 - 706 700/ 207 700 - 208 525	L	Innerhalb der südlichen Drusberg-Decke zeichnet sich eine schon von HANS CONRAD ESCHER (1807) und EDMUND QUEREAU (1893) gezeichnete <b>Überschiebung</b> ab.
1375 - 10 - A <b>Unteriberg</b>	Oberstes Sihltal	706 800 - 708 225/ 206 850 - 211 700	L	<b>Scherstörungen</b> haben vom Teuf Hund und NNE von Lusgütsch sihlabwärts die Anlagen des obersten Sihltales bedingt.
1375 - 11 - F <b>Unteriberg</b>	Fluebrig	707 400 - 710 950/ 212 000 - 214 200	R	Schichtglied in der Garschella-Formation und <b>Stirngewölbe</b> der Drusberg-Decke.
1375 - 12 - G <b>Unteriberg</b>	Wändlispitz am Fluebrig	709 350 / 213 070	L	<b>Naturbrücke</b> im untersten Schrattenkalk der Drusberg-Decke.
1375 - 13 - A G <b>Unteriberg</b>	Sihlseeli und Butzi	709 450 - 709 925/ 208 000 - 210 500	L	Im Bereich von SSE–NNW-verlaufenden Scherstörungen haben sich in Kühlzeiten durch Frostsprengung seit der Platznahme der Drusberg-Decke im widerstandsfähigen, helvetischen Kieselkalk mehrere <b>Kare</b> gebildet.
1375 - 14 - B F <b>Unteriberg</b>	Wangflue	701 900 - 703 200/ 207 250 - 208 275	N	Die Wangflue, <b>Typlokalität</b> der Wang-Formation, oberste helvetische Kreide.

Geotop-Beispiel 1

1301 - 1 - G <b>Einsiedeln</b>	Schlänggli–Moos–Bennau	<b>Ausfingernde Mittelmoränen des Rothenthurmer Armes des Muota/Reuss-Gletschers bei Biberbrugg</b>
LK 1132	Einsiedeln	696/222
		Hantke René
		N

Ausserhalb des Endmoränenwalles von Schlänggli zeichnet sich zwischen diesem und der im Maximalstand der letzten Kaltzeit geschütteten Schotterterrasse von Bennau ein sich ausfingerndes System von Mittelmoränen des Rothenthurmer Armes ab. Auf diesem auf dem Eis transportierten Obermoränenschutt, auf festerem Grund, wurden die Verkehrswege – SOB, Strasse und Strässchen – angelegt. Die Moränen-Endaufschüttungen bekunden den bis zur Bennauer Terrasse reichenden maximalen würmzeitlichen Eisstand des Rothenthurmer Armes. Die Tälchen zwischen den Mittelmoränenfingern wurden nicht ausgeräumt. In ihnen wurden, wie Bohrungen (AEBERLI 2001) und jüngste Aufschlüsse belegen, kaltzeitliche Seeletten mit Warven abgelagert, die zu Rutschungen Anlass geben.

Der zwischen Etzel und Höhronen eingedrungene Arm des Linth-Gletschers floss im entsprechenden Eisstand über den Sattel P. 911 E des Altberg ins untere Alptal und durch dieses von NE an die Terrasse von Bennau und hinterliess bei Biberbrugg äusserste Wallreste. In den äussersten Ständen flossen subglaziäre Schmelzwässer von Sihl- und Alp-Gletscher durch das untere Alptal.

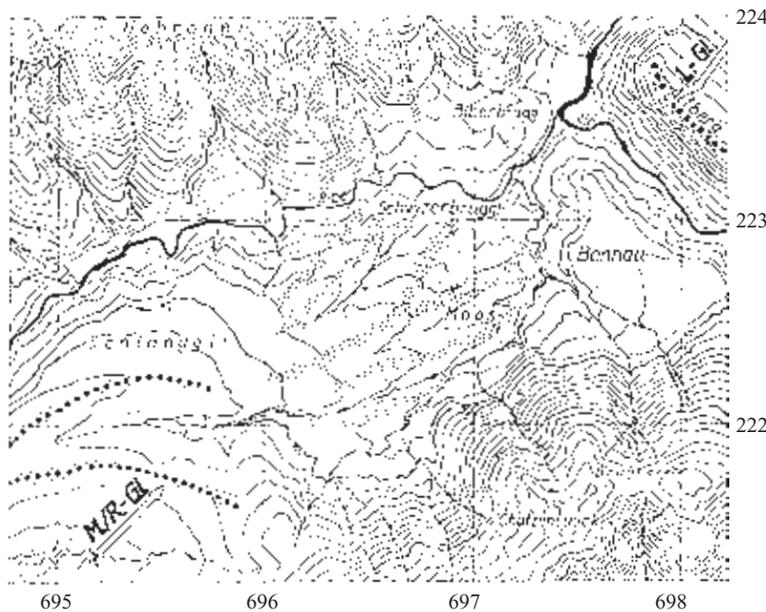


Abb. 2.2 Höhenkurven-Darstellung der ausfingernden Mittelmoränen des Rothenthurmer Armes des Muota/Reuss-Gletschers (M./R.-Gl.) zwischen der Schlänggli-Endmoräne und der Schotterterrasse von Bennau. Mittelmoränen-Finger des Rothenthurmer Armes punktiert, jüngerer Maximalstand mit dicken Punkten. Hochwürmzeitliche Schotter-Terrasse von Bennau zwischen Rothenthurmer Arm und ins untere Alptal eingedrungene Linth-Eis. L.-Gl = Jüngere würmzeitliche Maximalstände des eingedrungenen Linth-Gletschers mit dicken Punkten.



Abb. 2.3 Ausfingernde Mittelmoräne des Rothenthurmer Armes des Muota/Reuss-Gletschers vom Altberg aus, der Endmoräne des zwischen Etzel und Höhronen eingedrungenen Linth-Gletschers. Im Vordergrund die Schotterterrasse von Bennau mit markanten Sackungen an den zurückschmelzenden Eisrand.

Literatur und Karten (K): AEBERLI, U. 2001, HANTKE, R. 2003, et al. 2002 Ka.

1301 - 9 - B D F <b>Einsiedeln</b>	Steinbach–Büelhöchi	<b>Das Typusprofil der Einsiedler Nummuliten- Kalke am Steinbach</b>	
LK 1152 Ibergereg	702/217	Hantke René	N

Der Einsiedler Nummulitenkalk wurde erstmals von H.C. ESCHER v.D. LINTH (1807) erwähnt. Sein Sohn Arnold hat ein Profil durch die Abfolge skizziert, mit R.I. MURCHISON begangen und mit ihm diskutiert; dieser hat es 1849 beschrieben.

K. MAYER-EYMAR (1868) hat das Profil erneut aufgenommen und 1877 aus dem Dach des Nummulitenkalkes am Steinbach aus der Steinbach-Fossilschicht eine umfangreiche Flachwasserfauna eingehend beschrieben und abgebildet (Abb. 2.7). In den 30er Jahren des 20. Jahrhunderts haben JEANNET, LEUPOLD & BUCK (1935) die einzelnen Schuppen makro- und mikropaläontologisch untersucht und die Herkunft der Schuppen erkannt. Später haben FREI (1963), HERB. & HOTTINGER (1965) und KUHN (1967, 1972) die Mikrofauna bearbeitet und die Schuppenzone kartiert. Die Abfolge umfasst eine vierfache Wiederholung von Amdener Mergel, Nummulitenkalk, Globigerinen-schiefer, von Oberkreide – Alttertiär (Abb. 2.4–2.6).

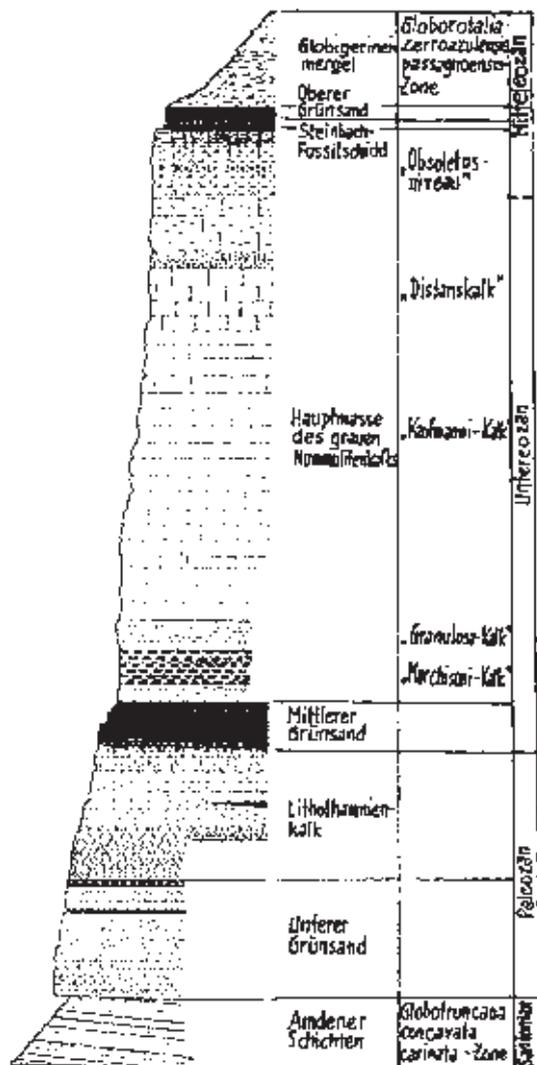


Abb. 2.4  
Profil durch die Nummulitenkalkrippe am Steinbach  
aus LEUPOLD 1966 in KUHN 1972, Fig. 6



Abb. 2.5  
Die Nummulitenkalkrippe am Steinbach von Ruestel



Abb. 2.6  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 1152 (Ibergereg). Reproduziert mit  
Bewilligung von swisstopo (BA035157)

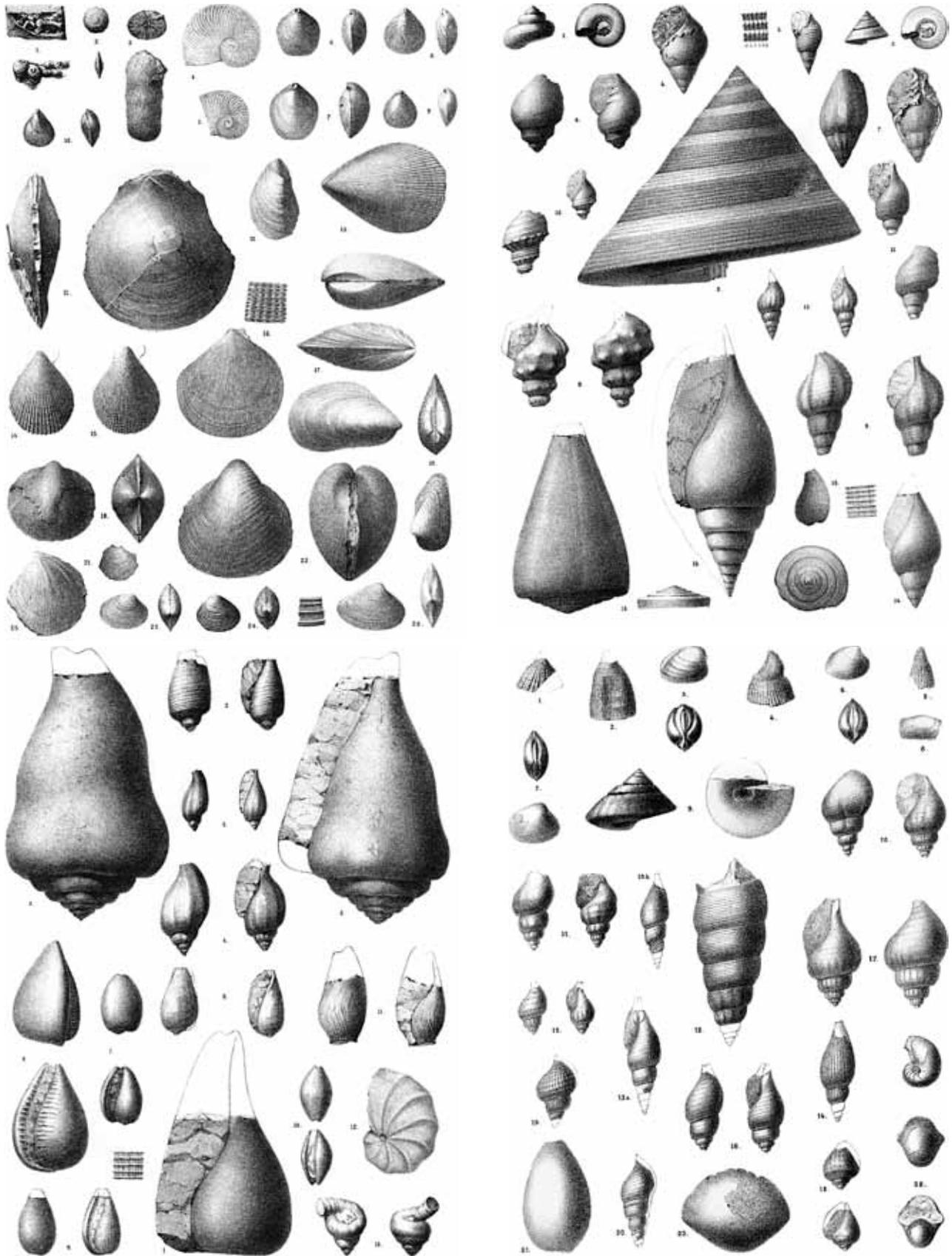


Abb. 2.7

K. MAYER-EYMAR, 1877, aus Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Parisian der Umgebung von Einsiedeln, Beitr. geol. Karte der Schweiz 14/2, Anh. Tafeln I-IV, (Fundstelle Steinbach).

Literatur: FREI, R. 1963, HERB, R. & HOTTINGER, L. 1965, JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. 1935, KUHN, J.A. 1972, LEUPOLD, W. 1966, MAYER-EYMAR, K. 1877, MURCHISON, R.I. 1849.

Geotop-Beispiel 3

1311 - 2 - A G	Fälmisegg–Gersau	<b>Blattverschiebung zwischen Rigi-Hochflue-Kette und Gersauer Stock</b>	
<b>Gersau</b>			
LK 1151 Rigi			
LK 1171 Beckenried	682/206	Hantke René	<b>R</b>

Die beiden Gesteinsabfolgen der Rigi-Hochflue- und der Urmiberg-Platte und die entsprechenden Abfolgen am Gersauer Stock wurden bei der Platznahme der helvetischen Randkette in Gersau um 2.2 km gegen NW verschoben. Die Blattverschiebungen beginnen schon E von Gersau, bei Buol und sind im Bereich Gersau durch Sackungen und Schutfächer überschüttet, umso bedeutsamer sind ihre Ränder (Abb. 2.8 und 2.9).

Da der Widerstand durch die Nagelfluhmasse der Rigi bereits zur Zeit der Platznahme der helvetischen Decken gegen W bescheidener geworden ist, die Rigi-Schüttung gegen W an Intensität eingebüsst hat, glitten die Elemente des Gersauer Stock weiter gegen NW vor als NE von Gersau, wo sich über der länger anhaltenden Rigi-Schüttung im Teuffibach noch die Teuffibach-Schuppen einstellen. Offenbar ist auch der ursprünglich S anschliessende Bereich, der gegen SSE sich verjüngende Schüttungsstiel, verschuppt und auf die jüngsten Ablagerungen des Rigi-Schutfächers, auf die Scheidegg-Nagelfluh, aufgeschoben worden.

Der vom Gersauer Stock etwas bescheidenerer Rigi-Schüttungsanteil ist nicht erst später, in der ausgehenden Tertiärzeit, im Pliozän, und im Eiszeitalter durch den Reuss-Gletscher abgetragen und als Blöcke ins Mittelland verfrachtet worden, sondern bekundet die primäre Reduktion gegen den westlichen Schüttungsrand. Dies zeigt, dass die Nagelfluh-Schüttungen recht kurzfristig – als Ausbrüche von hinterstauten Seen in den alpinen Tälern – entstanden sind und dass sie durch das rasche Ausfallen der Grobschüttung frontal und seitlich begrenzt waren (Abb. 1.6, S. 13).

Bei der Blattverschiebung zeichnen sich im Teuffibachtobel auch in den Molasseschuppen Störungen mit Verschiebungen ab (Geotop 1311 - 3 - AD).



Abb. 2.8  
Gersauer Stock, Gersau und Rigi-Hochflue von Beckenried aus. Die Scherstörung verläuft schräg oberhalb von Gersau.

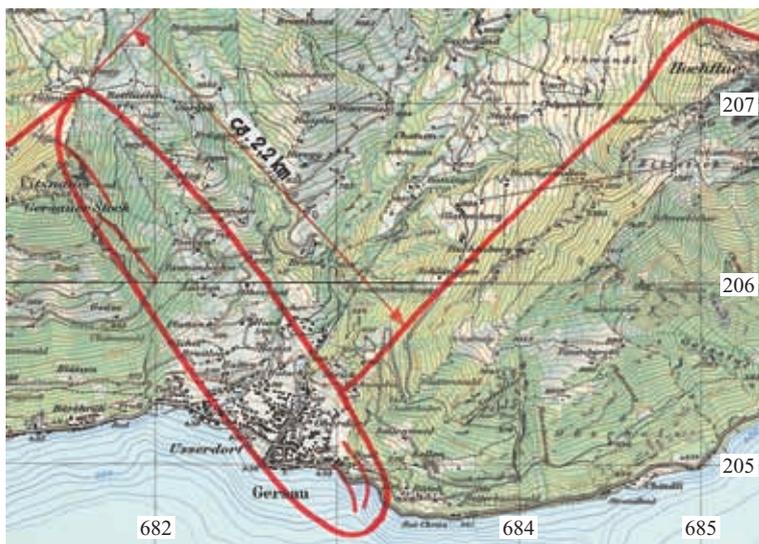


Abb. 2.9  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 (verkleinert) 1151/1171 (Rigi/Beckenried) mit Blattverschiebung in der helvetischen Randkette Gersauer Stock–Rigi-Hochflue  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)

Literatur und Karten (K): BUXTORF, A. 1913K, 1916, HANTKE, R. 1961a, et al. 2002Kb, KAUFMANN, F.-J. 1872, STÜRM, B. 1973, VOGEL, A. & HANTKE, R. 1988.

1343 - 2 - E <b>Innerthal</b>	Allmeind Wägitaler See	<b>Aktive Rutschung Allmeind auf der W-Seite des Wägitaler Sees</b>
LK 1153 Klöntal	712/215	Hantke René <span style="float: right;">L</span>

Die Rutschung Allmeind auf Flysch-Unterlage ist nicht nur die bedeutendste aktive Rutschung im Kanton, sondern noch weit darüber hinaus. Es ist fast möglich zuzuschauen, wie sich das an sich bescheiden steile Gebiet der Allmeind seewärts bewegt. Besonders krass sind die Bewegungen unterhalb des Waldrandes; offenbar ist dort die Bodenfeuchtigkeit noch etwas erhöht. Dagegen sind die Bewegungen im Wald deutlich geringer (Abb. 2.10–2.12).

Von 1988–93 hat das BA für Landestopographie (EGGENBERG 1993) die Rutschgebiete am Wägitaler See vermessen. Auf der W-Seite bei Au und im Gebiet Allmeind wurden in fünf Jahren (P. 4) Horizontal-Verschiebungen bis zu 1103 cm und Vertikal-Bewegungen bis 200 cm festgestellt. Auf der E-Seite hat sich beim Unteren Heuboden (P. 806) das Terrain von 1988–93 um 25 cm horizontal und 41 cm vertikal bewegt (Abb. 2.10).

Neben Spiegelschwankungen durch den Stausee-Betrieb ist im Fall Allmeind das Abgleiten der Moränenendecke auf schieferiger Flysch-Unterlage unter Kontrolle zu halten (EGGENBERG 1993, in JÄCKLI 1970, 1975, 1980, 1996).

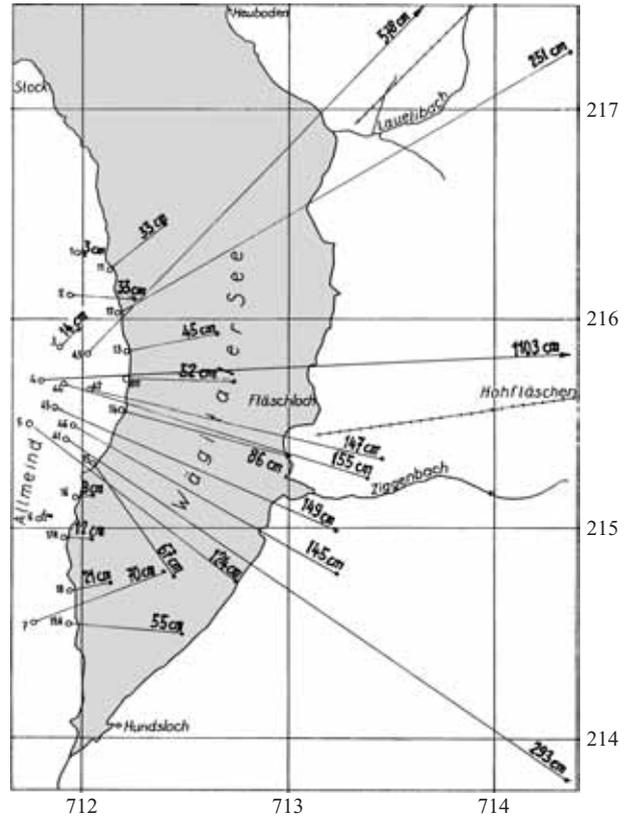


Abb. 2.10  
Horizontalverschiebung in der Allmeind-Rutschung, nach EGGENBERG 1993



Abb. 2.11  
Die Allmeind-Rutschung



Abb. 2.12  
Durch einen Rutschwulst aufgestauter Tümpel

Literatur: EGGENBERG, F. 1993, JÄCKLI, H. 1970, 1975, 1980, 1996.

Geotop-Beispiel 5

1343 - 3 - A G <b>Innerthal</b>	Bockmattlihütte Schiberg–Bockmattli	<b>Die persistente Mittelmoräne am N-Fuss des Schiberg</b>	
LK 1153 Klöntal	715/218	Hantke René	<b>R</b>

Die schon bei der Platznahme erfolgte Scherstörung und der Aufbruch zwischen Schiberg und Bockmattli wurden in den Kaltzeiten ausgeräumt. In der entstandenen Hohlform hat sich jeweils ein Gletscher entwickelt. Am N-Fuss des Schiberg setzt auf 1520 m ü.M. eine persistente, über alle Kaltzeiten des Eiszeitalters geschüttete Mittelmoräne zwischen dem Wägital-Gletscher und einem aus dem Kar zwischen Schiberg und Bockmattli vorstossenden Bockmattli-Gletscher ein (Abb. 2.13–2.15).

In den grössten Kaltzeiten reichte der Wägital-Gletscher über dem mittleren Wägital bis auf 1470 m ü.M. Der viel bescheidenere Bockmattli-Gletscher wurde mit dem vom Tierberg und Chöpfenberg zugestossenen Trepsen-Eis auf das Trepsental beschränkt. Dabei hat sich ebenfalls NW von Trepsen eine Mittelmoräne eingestellt. Im Maximum der letzten Eiszeit reichte das Feldredertli-Eis an der Lauihöchi bis auf 1400 m ü.M. Die steil S-fallenden Wände vermochten kälteresistenten alpinen Florenelementen ein Refugium zu bieten. Noch an der Ober Grabenegg S von Galgenen stand das Linth-Eis bis auf 1050 m ü.M.

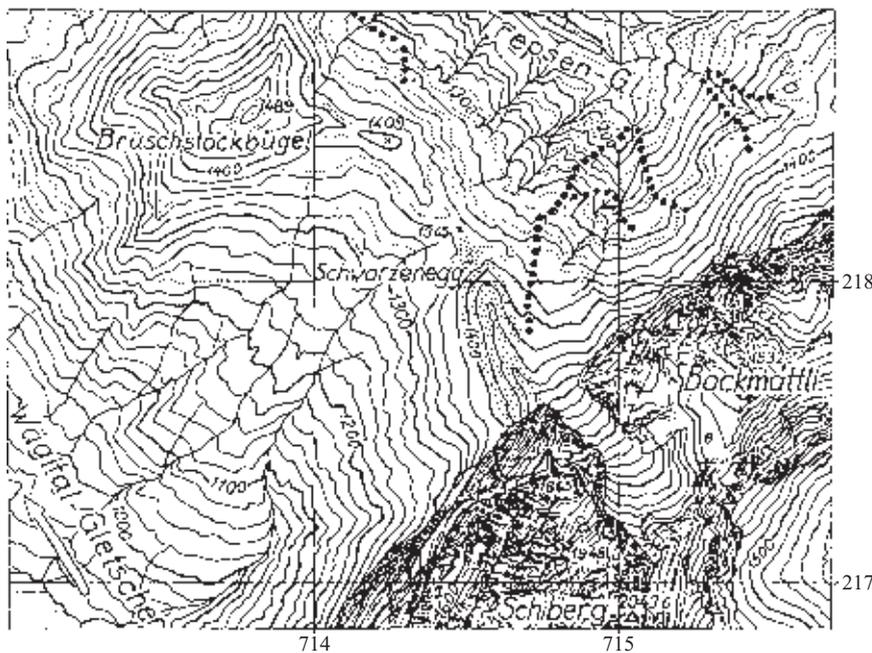


Abb. 2.13  
Höhenkurven-Darstellung der persistenten Mittelmoräne am Fuss des Schiberg, 1:25'000. Mittelmoränen (punktirt) zwischen Wägitaler- und Bockmattli-Gletscher; dicke Punktreihen: jüngere stirnnahe Moränen des Bockmattli-Gletschers.



Abb. 2.14  
Die persistente Mittelmoräne am N-Fuss des Schiberg von Schwarzenegg



Abb. 2.15  
Die persistente Mittelmoräne am N-Fuss des Schiberg von Allmeind

Literatur und Karten (K): Kap. 5, HANTKE, R. et al. 2002Kd.

Geotop-Beispiel 6

1346 - 2 - A <b>Schübelbach</b>	Westende des Chöpfenberg	<b>Scherstörung am Westende der Wageten–Chöpfenberg-Kette</b>
LK 1133 Linthebene	715/219	Hantke René <span style="float: right;"><b>R</b></span>

Im obersten Trepsental endet die Wageten–Chöpfenberg-Kette scheinbar ohne jede Fortsetzung gegen W. Die Gesteinsabfolge umfasst: Quintner Kalk, Tros-Kalk, eine in ihrer Mächtigkeit reduzierte Kreide – Zementstein-Formation bis Seewer Kalk – und darüber transgredierendes Tertiär mit Nummulitenkalk, Stad-Mergel und Taveyanne-Serie (Abb. 2.16 und 2.17). Aufgrund der Abfolge ergaben sich schon früh (MEYER 1922) Hinweise, dass die Wageten-Kette von der Griessstock-Decke abgeschert und an der Basis der helvetischen Decken an den Alpenrand verfrachtet worden ist. Dies haben die Aufnahmen von FREY (1965) und STACHER (1973) bestätigt. Merkwürdig ist dabei jedoch, dass zwischen dem Klausenpass und dem Wiedererscheinen der ihr gesteinsmässig entsprechenden Abfolge in der Chöpfenberg-Kette eine Lücke von über 10 km klafft.

Da sich das Bös Fülen-Gewölbe zwischen dem Bisistal und dem hinteren Bösbächital extrem stark heraushebt, besteht die Möglichkeit, dass sich darin das zwischen Griessstock und Chöpfenberg fehlende Zwischenstück der jüngeren Schichtglieder der Griessstock-Decke verbirgt. Dieses könnte beim Vorgeiten der Chöpfenberg–Wageten-Kette in der tektonischen Falle des Bös Fülen-Gewölbes hängen geblieben sein. Weiter W, wo die jüngeren Sedimente der Griessstock-Decke noch mit der Deckenbasis solidarisch geblieben sind, wie weiter E, wo die Abfolge als Chöpfenberg–Wageten-Kette an den Alpenrand vorgeschoben worden ist, reduziert sich das Bös Fülen-Gewölbe.

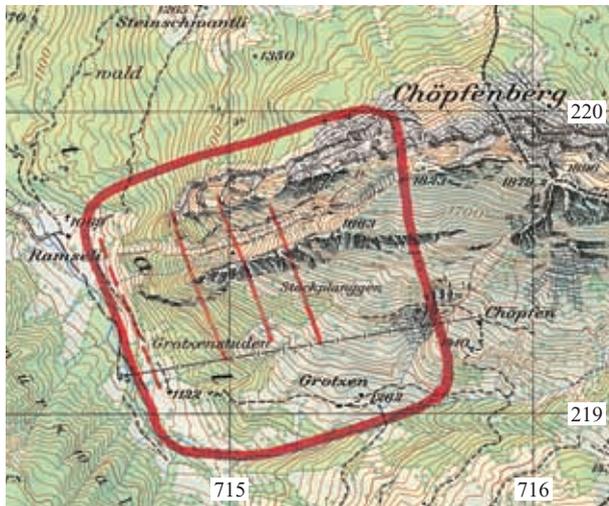


Abb. 2.16  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 1133 (Linthebene): Das Westende des Chöpfenberg  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)



Abb. 2.17  
Das Westende der Chöpfenberg-Kette von der Schwarzenegg

Literatur und Karten (K): FREY, F. 1965, HANTKE, R. 1961a, et al. 2002Kd, MEYER, H. 1922, OBERHOLZER, J. 1933, OBERHOLZER, J. et al. 1942K, OCHSNER, A. 1969K, 1975, STACHER, P. 1973.

1348 - 1 - A <b>Vorderthal</b>	Spitzberg	<b>Die Abscherung der Spitzberg-Molasse und ihre Verschiebung gegen E an den Alpenrand</b>		
LK 1133 Linthebene	711/220	Hantke René	<b>R</b>	

Die Molasse-Abfolge des Spitzberg endet NE von Vorderthal zwischen der Strassenkehre P. 818 und Baschanner zunächst ohne sichtlichen Grund. Ihre seitliche Abscherung ist bei der Platznahme der an den Alpenrand verfrachteten helvetischen Stirnköpfe der Aubrige und der Verschuppung der subalpinen Molasse erfolgt. Längs einer SW–NE-verlaufenden Scherstörung ist diese abgesichert und gegen NE verschoben worden. Sie setzt sich N des Trepsenbach in der Kette des Mälchterli weiter gegen E über den Planggenstock zum Hirzli in den Kt. Glarus fort. In der letzten Phase der Platznahme ist die steil gegen SE einfallende Scherfläche leicht verbogen und die südöstliche Partie gegen NE verschoben worden. S an die Scherfläche schliesst Trepsen-Flysch an, eine Abspaltung des Wägitaler Flysches. Gegen W quert die Basis der kühlzeitlichen oberoligozänen Spitzberg-Schüttung bei P. 714 die Wägitaler Strasse und steigt N von Güspi und Drinäpper N der Vorder Sattellegg an (Abb. 2.18–2.21).

Gegen E erreicht die Scherfläche vom Spitzberg zwischen Chli Feldredertli und Lachner Stock, im Sattel von P. 1398 den Molassegrat. Dort umfasst die östliche Fortsetzung der Spitzberg-Abfolge eine rund 300 m mächtige Molasseserie mit Planggenstock und Hirzli. Auf dem Sattel P. 1398 stösst die Scherfläche an die Kernzone aus Unterer Meeresmolasse der Biltener- und Lachen–Trepsenbach-Antiklinale. Die mehrere 100 m mächtige Abfolge S dieser Antiklinale spitzt gegen den Sattel aus. Die Hirzli-Schüttung büsst gegen W rasch an Mächtigkeit ein. Da sich in der Molasse-Abfolge von Hirzli–Planggenstock – mit Ausnahme einer lokalen basalen Aufschiebung im mittleren Biltener Tobel – nirgends eine Scherfläche abzeichnet, hat dort die Molasse-Schüttung mit bedeutender Schuttlieferung länger angehalten. Das Gebiet W des Planggenstock gegen den Sattel P. 1398 bildet eine Hochzone. Auf diese folgte eine Schüttung, nachdem die tieferen, zunächst noch vom Meer der Unteren Meeresmolasse eingenommenen Bereiche (Biltener Tobel und P. 1398–Gelbberg–Chatzenrugg–Unteres Trepsental) verfüllt worden waren. Aufgrund der überliegenden Molasse konnte dies erst in der Kühlphase geschehen, die auf die warmzeitliche Flora an der W-Flanke des Hirzli folgte. In dieser Kühlzeit wurde auch der Bereich WSW der Scherfläche, die Spitzberg–Drinäpper-Schüttung, überschüttet. Damit dürfte die Warmphase mit der Flora am Hirzli jener am Rinderweidhorn entsprechen.

Eine Geröllzählung in der 25° gegen SW einfallenden Kalknagelfluh des Spitzberg N von Haltli ergab bei einer Geröllgrösse von 1–9 cm in grobkalksandiger Matrix (Tab. 2.2):

– Feinkörniger grauer Sandstein mit brauner Verwitterungsrinde	18 %
– Mikritische Kalke mit wenig fein verteiltem Glaukonit	26 %
– Feinkörniger gelblicher Dolomit	18 %
– Onkoidischer, hell anwitternder Kalk	4 %
– Mikritischer, weisslich anwitternder Kalk	12 %
– Feinspätiger, hellgrau anwitternder Kalk	10 %
– Feinspätiger, glaukonitischer Sandkalk	6 %
– Dunkelgrüner bis schwarzer Silex	6 %
Kalknagelfluh Spitzberg (Typ Hirzli)	100 %

Tab. 2.2  
Geröllzählung Kalknagelfluh Spitzberg (Typ Hirzli)



Abb. 2.18  
Lauhöhchi–Rosswaidhöchi–Chöpfenberg. Die Scherstörung trifft im Bild 12 mm vom linken Rand auf die Hintergrund-Kulisse.

In der nächsttieferen Nagelfluhbank sind die dunklen Silices etwas häufiger. Eine höhere Bank zeichnet sich durch bis 15 cm grosse Gerölle eines mikritischen Kalkes aus; zugleich trat dort ein einziges rotes Radiolarit-Geröll auf. Noch etwas höher fand sich ein Dolomitgeröll von 16 cm Durchmesser.

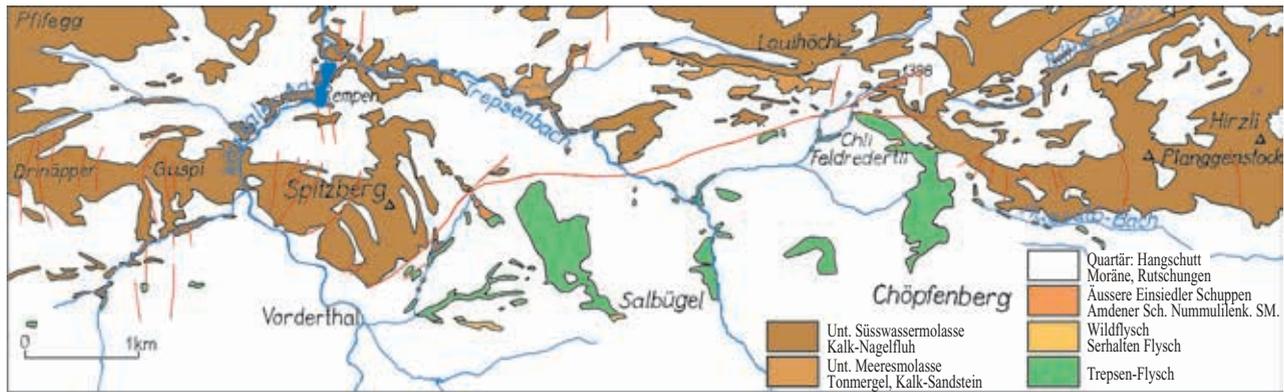


Abb. 2.19

Die Scherstörung zwischen dem S-Ende des Spitzberg und seiner nordöstlichen Fortsetzung in der Kette Mälchterli–Planggenstock–Hirzli-Kette, weitgehend nach OCHSNER, A. 1969K:

Subalpine Molasse-Schuppe Vordere Sattellegg–Spitzberg und Mälchterli–Planggenstock–Hirzli

Trepsen-Flysch = basale Abspaltung des Wägitaler Flysch

Einschlüsse von exotischen Blöcken und Leimeren-Kalk im Wildflysch (Serhalten-Flysch)

Äussere Einsiedler Schuppenzone, Amdener Schichten, Südhelvetische Nummulitenschichten, Stad-Mergel (SM)

Quartär: Moränen, Schotter, Bergsturz, Hangschutt, Rutschungen, Alluvionen



Abb. 2.20

Die gegen rechts in die Luft ausstreichenden Molasseschichten des Spitzberg NE von Vorderthal von der Wägitaler Strasse aus. Die Scherstörung verläuft von Vorderthal zum Sattel E des Spitzberg.



Abb. 2.21

Molasse-Kalknagelfluh vom S-Ende des Spitzberg (Baschanner)

Literatur und Karten (K): FREI, H.-P. 1979, HANTKE, R. 1991, et al. 2002Ka, MÜLLER, H.-P. 1971, OCHSNER, A. 1969K, 1975.

1367 - 20 - A G	Roggenstöckli	<b>Das Roggenstöckli P. 1702.5, eine Klippe der Drusberg-Decke</b>	
<b>Muotathal</b>			
LK 1172 Muotatal			
LK 1173 Linthal	707/204	Hantke René	N

Im oberen Bödmerwald erhebt sich zwischen den Balmbälzen und dem Oberen Roggenloch ein 600 m langer, 400 m breiter und 120 m hoher Felsrücken von Unterkreide-Gesteinen der Drusberg-Decke. Der Rücken, eine Klippe der südlichsten Drusberg-Decke – Vitznau-Mergel, Diphyoides-Kalk und schiefriger unterer helvetischer Kieselkalk – ist beim Vorgeiten in einer seichten Senke zurückgeblieben. Während die Unterlage auf der W-Seite aus Oberem Schratenkalk der Oberen Silberen-Decke besteht, hat sich auf der E-Seite, im Oberen Roggenloch, über dem Seewer Kalk der Oberen Silberen-Decke noch Betlis-Kalk der Toralp-Serie, überfahrene Stirnteile der Drusberg-Decke, erhalten. Diese hält unter dem Roggenstöckli nicht durchgehend durch; die Toralp-Serie ist nur lückenhaft, vor allem in tektonischen Senken der Oberen Silberen-Decke, zurückgeblieben. Da auf der W-Seite Oberer Schratenkalk ihr höchstes Schichtglied bildet, ist sie dort schon beim Vorgeiten der Drusberg-Decke auf einem Mergelhorizont der Garschella-Formation, auf der Fluebrig-Schicht, abgeschert worden (HANTKE, R. in SIDLER, C. 2001, S.52f Abb. 2.3, HANTKE, R. et al. 2002Ke, Abb. 2.22–2.24). In der Gruebi S des Prugelweges stellt sich in der Palfris-Formation der Drusberg-Decke ein Seewer Kalk-Vorkommen von wenigen 100 m Länge ein, das als abgeschert von der Oberen Silberen-Decke gedeutet werden kann.

Die Steinschlag gefährdete Steilwand der Drusberg-Decke ist seit ihrer Platznahme nur wenige 100 m zurückgewittert. Auf der S-Seite des Roggenstöckli sind von der Abfolge durch das in jeder Kaltzeit des Eiszeitalters von der Silberen abgeflossene Eis nur wenige Zehner von Metern weggesprengt worden. Die S-Seite stellt damit aufgrund seiner ordentlich symmetrischen Form des Roggenstöckli den kaum durch spätere Einwirkung beeinträchtigten S-Rand der Drusberg-Decke dar. Das Relief des Silberen-Plateaus mit der Senke des Roggenstöckli und den mit Toralp-Serie gefüllten Senken bekundet die Überschiebung der Drusberg-Decke, der Abtrag ist minimal.



Abb. 2.22  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 (vergrössert) 1172/1173 (Muotatal/Linthal)  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)



Abb. 2.23  
Das Roggenstöckli von SE: Über Seewer Kalk der Oberen Silberen-Decke folgen zunächst wenige Meter Betlis-Kalk der Toralp-Serie und darüber die Klippe des Roggenstöckli mit Vitznau-Mergeln, Diphyoides-Kalk und Kieselkalk der südlichen Drusberg-Decke.



Abb. 2.24  
Das Roggenstöckli von E: Die Klippe der Drusberg-Decke mit Vitznau-Mergel, Diphyoides-Kalk und basalem schiefrigem helvetischen Kieselkalk liegt auf Oberem Schratenkalk der Oberen Silberen-Decke.

Literatur und Karten (K): BRÜCKNER, W. 1947, HANTKE, R. 1949, 1961a, 1995, 2001K, et al. 2002Ke,f, KÄLIN, W. 1982, 1987, KÄLIN, W. & SCAGNET, E. 1997, OBERHOLZER, J. 1933, et al. 1942K, SIDLER, C. 2001.

Geotop-Beispiel 9

1371 - 2 - G <b>Sattel</b>	Sonnenberg	<b>Habkern-Granit-Erratiker im Tal der Steiner Aa</b>	
LK 1152 Ibergereg	692/216	Gasser Jakob	<b>R</b>

Auf der Nebenstrasse vom Dorf Sattel gegen Rothenthurm liegt nach 1.5 km oberhalb des Bahntunnels das Gehöft Lustnau. Dort findet sich auf 935 m ü.M. ein besonderer granitischer Gesteinsblock.

Im Flussbett der Steiner Aa liegen zwei gleichartige, rund geschliffene, 1–2 m³ grosse Blöcke, die je nach Wasserführung und Geschiebetrieb des Flusses freigelegt oder zugedeckt sind. Eine nähere Musterung des granitischen Gesteins zeigt Abweichungen gegenüber den bekannten Aare-Granit-Erratikern des Reuss-Gletschers. Neben grau-grünlichem, fettig glänzendem Quarz (40%) und dunklem Glimmer (Biotit 10%) fällt der fleischrote Alkali-Feldspat (50%) auf (Abb. 2.26 und 2.27).

Solche Gesteine kommen häufig im Flysch des Habkern-Tales nördlich von Interlaken vor und werden daher Habkern-Granit genannt. Dieser Granittyp stammt von einer heute verschwundenen Region, einer Schwelle am Rande des nördlichen Ur-Mittelmeeres (Tethys), deren Abtragungsprodukte während der Flyschbildung in die Vortiefe der Gebirgsfront abglitten.

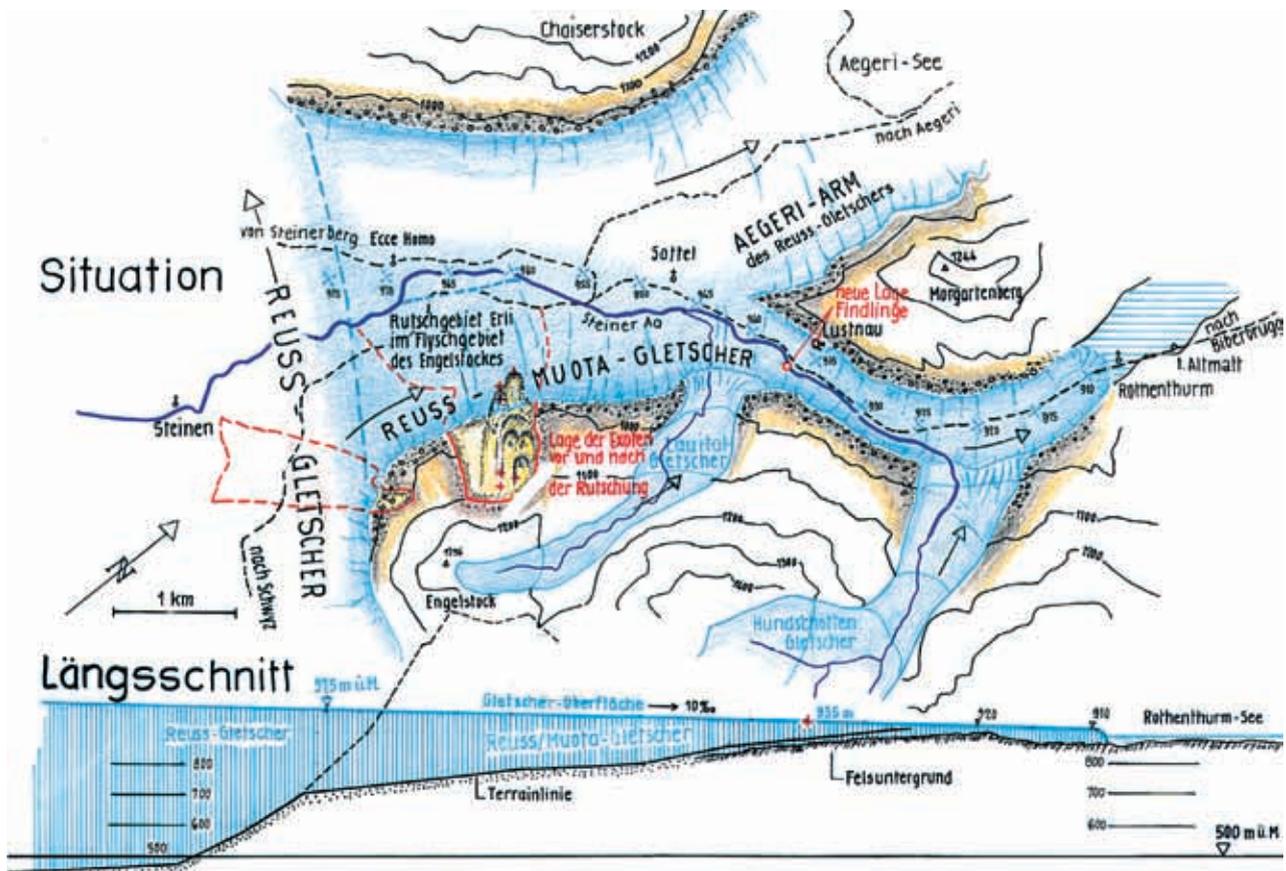


Abb. 2.25 Situation des Murgangs vom Engelstock auf den Reuss/Muota-Gletscher mit Transportweg an den Fundort. Das Längenprofil dient der Ermittlung der Höhenlage des Eises.

Bei der alpinen Gebirgsbildung gelangten mit dem Deckenschub die drei Habkern-Granit-Blöcke – im Flysch gut verpackt – als „Exoten“ in den Bereich des Engelstock. Aufgrund der im Raum Steinen–Engelstock rekonstruierten Oberfläche des Reuss-Gletschers um 1000 m ü.M. kann das weitere Geschehen gegen Ende der letzten Vergletscherung eingeordnet werden. Der Rothenthurmer Arm des Muota/Reuss-Gletschers endete in der Gegend

von Rothenthurm. In einer Tauphase löste sich am Engelstock oberhalb Gigersberg, aus der heute noch erkennbaren Anrissnische Abigweid, eine murgangähnliche Flysch-Rutschung. Der Murgang fuhr über Chüngstbüel–Höchweid–Erlirietter auf den Rothenthurmer Eisarm. Damit sind die drei Habkern-Granit-Blöcke zu Erratikern geworden und auf dem wieder vorstossenden Eis, in rund 70–100 Jahren, um 2.5 km Richtung Rothenthurm verfrachtet worden. Die Lauital-Eiszunge drückte den Reuss/Muota-Gletscher etwas nach NW und die Findlinge in die ungefähre heutige Lage. Ein Temperaturanstieg setzte dem Vorstoss ein Ende – das Eis begann zurückzuschmelzen.

Da in der Lustnau während des Abschmelzens Gletscheroberfläche, Terrainhöhe und Lage des nördlichsten „erratischen Exoten“ zusammenfielen, wurde dieser dort auf 935 m ü.M. deponiert. Die beiden andern, 250 m südlicher gelegenen Blöcke, glitten beim Schmelzen auf der zurückweichenden Gletscherzunge auf die damalige Talsohle, wo sie durch Erosionswirkung der Steiner Aa an ihren heutigen Standort verfrachtet worden sind (Abb. 2.25).



Abb. 2.26

Der Habkern-Granitblock auf dem Hof Lustnau, Gemeinde Sattel, durchdrungen von einem hellen, feinkörnigen Granit-Aplit-Gang.

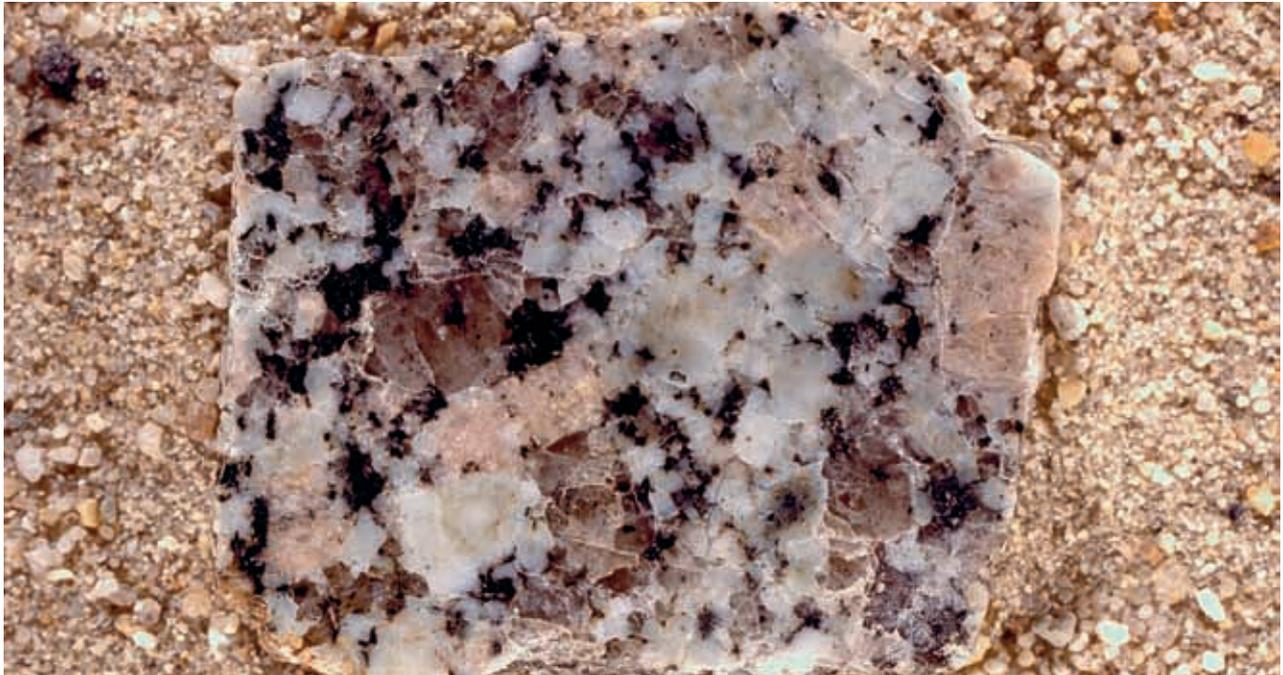


Abb. 2.27

Habkern-Granit – Anschliff eines Handstückes 4/5 cm vom Fundort Lustnau in der Steiner Aa

Literatur: YAVUZ, E.V. 1996.

1375 - 3 - A G <b>Unteriberg</b>	Guggerenchopf Hirsch	<b>Die Entstehung des Waagtales mit dem Inselberg Siti-Nossen</b>
LK 1152 Ibergereg	703/211	Hantke René & Scheidegger Adrian E. <b>R</b>

Das Waagtal verdankt seine Entstehung einer Anzahl Grenzblättern, die sich ablösten und in ihrer Mitte einen Inselberg stehen liessen. Die Faltenachsen des Guggeren- und des Hirsch-Gewölbes sind sowohl in der Horizontalen wie in der Vertikalen gegen einander verschoben. Der Versatz beträgt in der Horizontalen 330 m, in der Vertikalen 280 m, die Faltenachsen fallen mit 7° gegen WSW. Dass der Waag-Gletscher von der westlichen Druesberg-Kette diese markante Vorzeichnung benutzt hat, ist offenkundig. Eine Ausräumung durch den Waag-Gletscher erscheint jedoch recht merkwürdig, da dieser durch den Minster-Gletscher im W und vor allem durch den von der östlichen Druesberg-Mieseren- und von der Mieseren-Fluebrig-Kette abgestiegenen Sihl-Gletscher im E gestaut wurde.

Der Siti-Nossen ist als abgesunkener Inselberg in der Mitte des Waagtales stehen geblieben; der Waag-Gletscher hat ihn nicht weggeräumt (Abb. 2.28–2.30).



Abb. 2.28 Zeichnung des Waagtales von der Schlipfauweid (nach HANTKE, R. et al. 1998)



Abb. 2.29 Blick von der Rüti ins Waagtal mit Hirsch-Gewölbe (links) und über dem Tal emporgehobenem Guggerenchopf-Gewölbe (rechts) im Hintergrund der Roggenstock



Abb. 2.30 Blick vom Schachen ins aufgebrochene Guggeren/Hirsch-Gewölbe mit dem Siti-Nossen

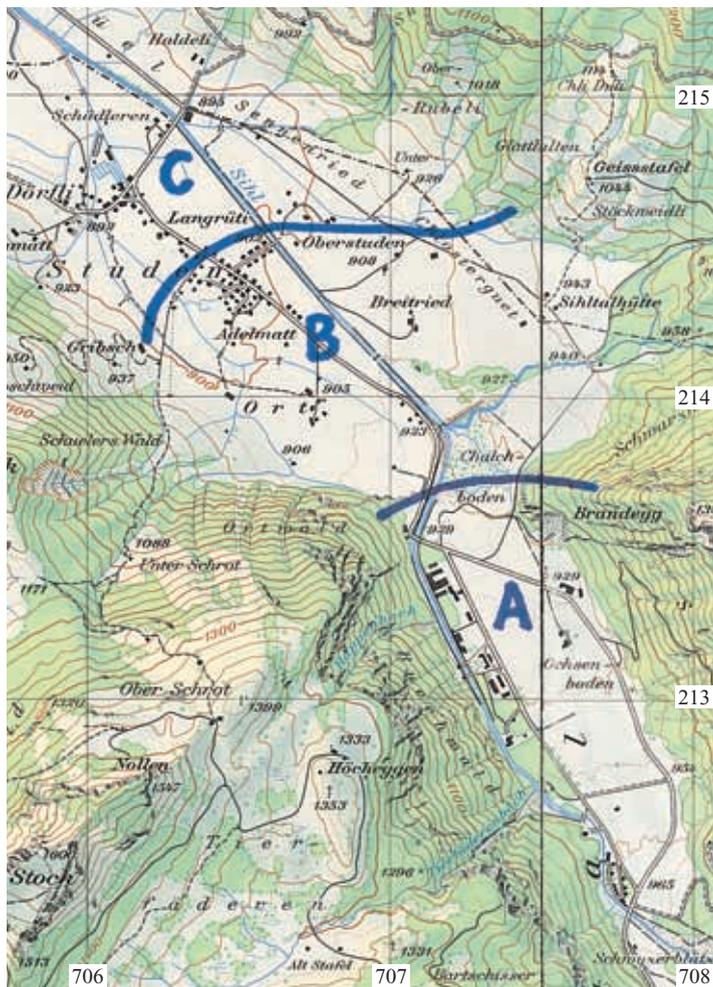
Literatur und Karten (K): HANTKE, R. et al. 1998, 2002 Kc, QUEREAU, E.C. 1893, SCHEIDEGGER, A.E. 2001.

1375 - 4 - H	Studen	<b>Karstwasseraufstösse in Studen</b>
<b>Unteriberg</b>	Adelmatt	
LK 1152 Ibergereg		
LK 1153 Klöntal	706/214	Winterberg Heinz
		<b>R</b>

Im Spätglazial, vor 15'000 Jahren, schmolz der Sihl-Gletscher im oberen Sihltal bis auf einige Kargletscher zurück. Es entstand ein Ur-Sihlsee, der von der heutigen Staumauer ins Waagtal und gegen den Chalchboden reichte. Murgänge, verursacht durch Unwetter im Zusammenhang mit plötzlicher Schneeschmelze und gefördert durch noch unbewaldete Bergflanken, füllten den Ochsenboden bis zur Chalchboden-Felsschwelle. In der entstandenen wasserdurchlässigen Ebene versickert die Sihl heute bei Niederwasser vom Schwyzerblätz bis zur Schiessanlage Ochsenboden (Abb. 2.31 A).

Bis zur Linie Adelmatt–Oberstuden–Breitried wurde der See teils mit Verlandungssedimenten – Silt und Ton – und weiteren Murgängen von Sihl und Wisstannenbach aufgefüllt. Die Sihl wurde dadurch zu stets neuer Linienführung gezwungen. Es entstand ein System von Bänken und Rinnen, im oberen Teil mit Flachmoor-Torfbildung, die immer wieder von Schlamm überdeckt wurde. Die Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes ist noch beträchtlich, aber unterschiedlich (Abb. 2.31 B).

Gegen NW nimmt der Anteil an Seeboden- und Torfablagerungen zu und schränkt die Durchlässigkeit stark ein (Abb. 2.31 C): Es ist eine Staubarriere entstanden, die das vom Ochsenboden zufließende Grundwasser an die Oberfläche zwingt. In zwei 50 m von einander entfernten Quellaufstössen tritt es mit 10 m<sup>3</sup>/min zu Tage und fliesst in den Brunnenbach (Abb. 2.31 und 2.32). Dieser entspringt rund 600 m SW, ebenfalls als Grundwasseraufstoss, und ist in einem Betonrohr gefasst.



Beide Quellaufstösse bei Adelmatt (Abb. 2.34 und 2.35) zeigen im Sommer und im Winter eine recht konstante Wassertemperatur: die rechte Quelle mit 6,5–7°C bei 42 mg/l Calcium, die linke, etwa 50 m entfernte, mit 8–9,5°C und 85 mg/l Calcium, also doppelt so hohem Gehalt. Dieser Umstand deutet auf eine mehrheitlich andere Herkunft des Grundwassers hin. Möglich ist der Charenstock und Stock-Schrot, wo sich abflusslose Becken befinden.

Beide Quellen sind von einem Moos – Brunnenmoos (*Fontinalis antipyretica*) – und von Sumpfpflanzen besiedelt: einem Sumpf-Weidenröschen, wahrscheinlich ein 3-fach-Bastard *Epilobium palustre* x *E. parviflorum* x *E. tetragonum*, Moos-Labkraut (*Galium uliginosum*), Sumpf-Labkraut (*Galium palustre*), Sumpf-Vergissmeinnicht (*Myosotis scorpioides*) und vor allem Bachbungen-Ehrenpreis (*Veronica beccabunga*). Erstaunlich ist die Lebensweise dieser Pflanzen. Sie ziehen sich im Winter nur knapp unter die Wasseroberfläche zurück (Abb. 2.36) und treiben im Frühjahr wieder aus. Wegen der relativen Wärme des Wassers erfolgt der Wachstumsbeginn rund 2 Wochen früher als in der Umgebung.

Abb. 2.31  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 1152/1153 (Ibergereg/Klöntal)  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)

Wie der Vergleich der beiden Kartenausschnitte (Abb. 2.32 und 2.33) zeigt, traten in der Ebene von Studen Ende des 19. Jahrhunderts viel mehr Quellen noch offen zu Tage. Fast alle wurden seither gefasst, in Rohre gelegt oder ihre Wasserläufe begradigt.

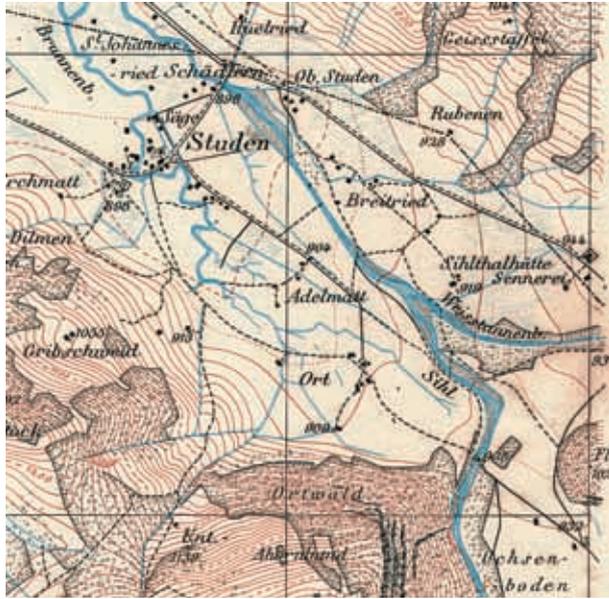


Abb. 2.32  
Siegfriedkarte 1:25'000, Blatt 259 (1892), Ausschnitt Studen



Abb. 2.33  
LK 1:25'000 1152 Ibergeregge (1999), Ausschnitt Studen  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)



Abb. 2.34  
Rechter Karstwasser-Aufstoss beim Schopf



Abb. 2.35  
Linker Karstwasser-Aufstoss Adelmatt

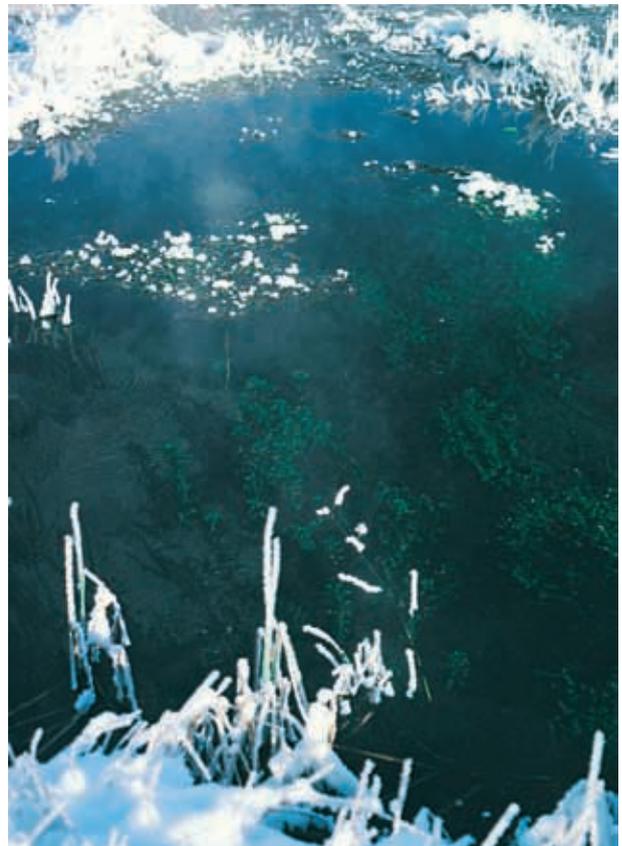


Abb. 2.36  
Grün schimmern Sumpfpflanzen durch das 6°C warme Wasser, während die Pflanzenteile oberhalb gänzlich abgefroren sind.

Literatur: ZINGG, A. J. 1999.

1375 - 6 - A <b>Unteriberg</b>	Schlund	<b>Der Seewer Kalk-Erratiker vom Schlund und sein Transportweg auf Eis</b>
LK 1152 Ibergeregg	705/213	Hantke René & Winterberg Heinz <span style="float: right;">L</span>

Der rund 750 m<sup>3</sup> grosse Seewer Kalk-Block im Schlund ist im unteren Bereich dünnplattig, stellenweise intensiv gefältelt und von schiefen Scherflächen durchsetzt. Trotzdem scheint der Block unter dem Eistransport kaum stark gelitten zu haben, sonst wäre er auseinander gebrochen. Ferner muss der Sturz auf Eis sanft auf den westlichen Tierfäderenegg-Firn und aus geringer Höhe erfolgt sein. Da auf der N-Seite des Stock kein Seewer Kalk ansteht, kann der Block nur durch Eis transportiert worden sein. Aufgrund der Beschaffenheit des Seewer Kalkes und dem analogen Vorkommen auf der S-Seite des Stock N der Tierfäderenegg, etwa dem Seewer Kalk-Zahn P. 1513, kann der Block im Schlund auf 1200 m Höhe in der letzten Kaltzeit, vor 18'000 Jahren, von diesem Seewer Kalk-Zahn auf die firnbedeckten, gegen SE einfallenden, liegenden Stad (Globigerinen)-Mergel geglitten sein. Da das Eis auf dem Firnsattel der Tierfäderenegg auf mindestens 1470 m ü.M. stand und dieses gegen den Zahn noch etwas anstieg, muss der längs einer Störung niedergebrochene Block sanft auf dem Unter Stock-Firn gelandet sein. Von dort glitt er auf diesem um die W-Seite des Stock talwärts. Nach 2 km, für die er 30–40 Jahre benötigt haben dürfte, lief er auf einer Mittelmoräne mit Stad-Mergelschutt im Schlund zwischen Stock-Eis und Waag-Gletscher auf Grund. Der Waag-Gletscher füllte das Waagtal und reichte im Schlund bis auf 1200 m ü.M. Dadurch verhinderte der Waag-Gletscher einen Absturz des Blockes ins Waagtal. Da der Waag-Gletscher sich nördlich des Charenstock mit dem Sihl-Gletscher vereinigt hatte und dieser bei Breiten südlich von Gross noch bis auf 1000 m ü.M. stand, kann die Reise nur kurz nach dem maximalen Eisstand der letzten Eiszeit stattgefunden haben (Abb. 2.37–2.40).

Im Schlund ist der grosse Seewer Kalk-Block nicht der einzige, aber die andern, etwas westlich gelegenen sind viel kleiner und fallen kaum auf. Auch nördlich der Tierfäderenegg liegen auf dem Grat zu P. 1513 noch einige kleinere Seewer Kalk-Blöcke; diese haben die Fahrt zum Schlund nicht mitgemacht, sind erst nach dem Abschmelzen des Firnsattels niedergebrochen.

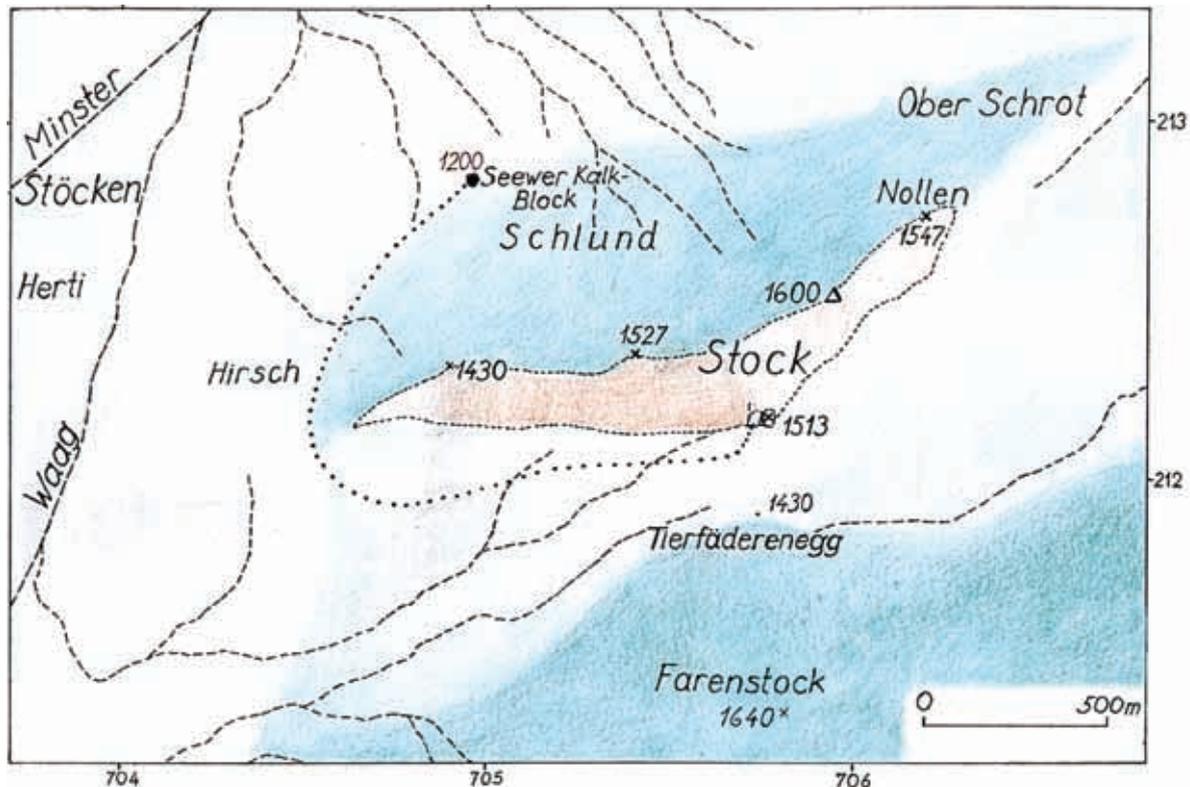


Abb. 2.37

Der Transportweg des Seewer Kalk-Blockes vom eisfreien Südabfall des Stock auf dem durch den westlichen Tierfäderenegg-Firn dem Waag-Gletscher zugeflossenen letzten rechtsseitigen Zuschuss

Der Seewer Kalk-Block im Schlund ist längst nicht mehr so kahl wie beim Transport. Eine reiche Flora hat auf ihm Einzug gehalten. Trotz des kargen Felsuntergrundes hat bereits eine Anzahl Bäume Wurzeln geschlagen: Fichte, Vogelbeerbaum, Mehlbeerbaum, Ulme und ein Berg-Ahorn (Abb. 2.39 und 2.40).



Abb. 2.38  
Abbruchstelle des Seewer Kalk-Erratikers  
vom P. 1513 (ca. 325 m S vom Stock, P. 1600)

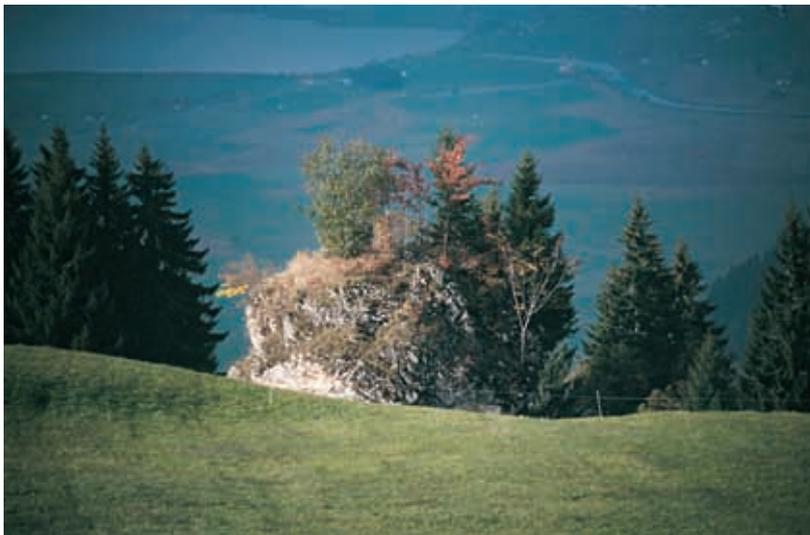


Abb. 2.39  
Der Seewer Kalk-Erratiker liegt auf einer Mittelmoräne mit Stad-Mergelschutt im Schlund auf Grund – Ansicht von S.



Abb. 2.40  
Der Seewer Kalk-Erratiker – Ansicht von NW

Literatur und Karten (K): HANTKE, R. et al. 2002Kc, JEANNET, A. 1941.

1375 - 14 - B F	Wangflue	<b>Die Wangflue, Typlokalität der obersten helvetischen Kreide</b>
<b>Unteriberg</b>		
LK 1152 Ibergeregg 702/207		Hantke René <span style="float: right;">N</span>

In der Druesberg-Kette stellen sich über der Amdener Formation bei graduellem Übergang bis 60 m graue, splittig brechende, plattige Kalke und Kalkschiefer ein. In den Feldbüchern Arn. Eschers v.d. Linth findet sich 1853 erstmals eine Notiz, worin er die Gesteine des Schülberg als „dunkelgraue, ziemlich feste Kalkschiefer“ beschreibt. «Diese grauen und schwärzlichen Schiefer sind ohne Zweifel ident den ähnlichen südlich des Roggenstock. Repräsentiren das Danien?» Später hat ESCHER von „Schülbergschiefern“, „Sevelenschiefer“ und „Wangschiefern“ geschrieben und 1868 in einer Mitteilung erwähnt, dass die „schwärzlichen Schieferkalke“ vor allem in den Sihltaler Alpen und im St. Galler Rheintal auftreten. In STUDER 1872 nannte Escher sie nach der Wangflue über der Alp Wang im hintersten Waagtal **Wang-Schichten**; aufgrund von Inoceramen stellte er sie in die Kreide (Abb. 2.41 und 2.42).

Am W-Fuss des Schülberg erwähnt JEANNET (1941) grünliche quarzitische Bänke und Linsen und aus den tieferen, etwas schiefrigen Schichten der Wang-Formation grosse Auster, *Pycnodonta escheri* Mayer. Bei Stäfel auf Hesisbol fand schon ESCHER (in KAUFMANN 1876) Seeigel. Die dunklen, aber hell anwitternden siltigen, etwas glaukonitführenden Mergelkalkschiefer liefern Inoceramen-Schalentrümmer und vereinzelt Belemniten. Die Abfolge fällt vom Grat First–Sternen hangparallel gegen NNW ein und ist von Bruchsystemen durchschert. In der Wangflue wird sie von N nach S von 60 auf 25 m, in der Sternen–Forstberg-Kette von 25 auf 20 m reduziert.

STACHER (1980, S.22ff und Figuren) hat von der **Wangflue** zum **Seebli** über 130 m ein Typusprofil aufgenommen mit Korngrößen von Quarz, Glaukonit, Dolomit und Pyrit sowie Calcit-Fragmenten, Inoceramen-Prismen, Spongien-Nadeln und Foraminiferen. Darnach reicht die Wang-Formation mit Wang-Basisschichten über Schiefermergel, Schieferkalk bis zum Wang-Kalk vom Ober-Campanian bis ins Unter-Maastrichtian. Sodann hat er am Seebenstöckli, am Schülberg und am Fidisberg Detailprofile aufgenommen und mikropaläontologisch untersucht. Im Chöpfentobel fand S. SCHLANKE in STACHER 1980 *Pachydiscus robustus*, einen Ammoniten des Campanian–Maastrichtian.

Aufgrund des Plankton/Benthos-Verhältnisses zwischen 0,1 und 2,0 sieht STACHER 1980 den Ablagerungsraum im äusseren Schelf und oberen Kontinentalabhang bis 800 m Tiefe.

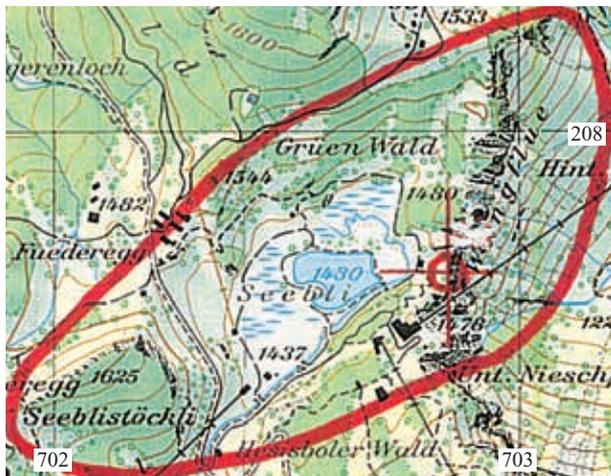


Abb. 2.41  
Ausschnitt aus LK 1:25'000 (vergrössert) 1152 (Ibergeregg).  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA035157)

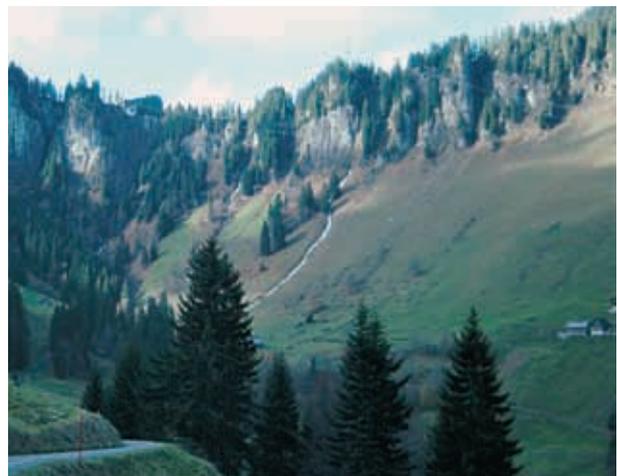


Abb. 2.42  
Wangflue von E

Literatur und Karten (K): ESCHER, ARN. 1868, HANTKE, R. et al. 2002Kc, JEANNET, A. 1941, QUEREAU, E.C. 1893/1893K, STACHER, P. 1980, STUDER, B. 1872.

## 3 200 Millionen Jahre Erdgeschichte

Region: Arth – Goldau – Lauerz – Seewen – Ibach – Brunnen

Jakob Gasser



Abb. 3.1 Blick auf Lauerzer See und Mythen von Rigi-Kulm

### 3.1 Mythen

#### 3.1.1 Namengebung

Sprachforscher suchten die Herkunft der Namen der beiden auffälligen Felspyramiden, die den nord-östlichen Talabschluss des Felderbodens bilden, zu ergründen. Belege verschiedener Schreibweisen gehen bis in das 13. Jahrhundert zurück. Erstmals aktenkundig ist ein Dokument von 1217–1222 wo „chundrad in mîtun“ erwähnt wird. Weitere Schreibweisen waren: Mytun, Myten, Mytten, Midten, Miten, mithen, Mythen. Für den Namen wurde immer das feminine „die“ verwendet, was im Verlaufe der letzten hundert Jahre durch das maskuline

„der“ verdrängt wurde. Ursprünglich war die grosse Mythe alleiniger Namensträger, währenddem die nördliche Dreispitz-Gruppe den Namen „Hacken“ trug. Heute sind nur noch „Haggenspitz“ und die Benennung „Haggenegg“ übrig geblieben. Es heisst heute: Kleiner Mythen, Grosser Mythen (WEIBEL 1973).

Bereits 1661 wurde versucht den Namen auf Grund der Form mit „Mitra“ (Bischofsmütze) in Beziehung zu bringen. Andere Deutungen folgen dem indogermanischen „Meta“, das jede kegelförmige oder pyramidale Figur bezeichnet. Das lateinische „meta“ bedeutet wiederum ein spitzes Ziel z.B. eine Heutriste mit Mittelpfosten.

Das Wort „Mýta“ kann mit Meidung übersetzt werden. Die Mythen waren ein gefährliches Hindernis mit Steinschlag, Felsstürzen, Lawinen – ein Gebiet, das man meiden sollte. Der Grund der Namengebung könnte also der „Unnutzen“ gewesen sein. Nach einem weiteren Erklärungsversuch soll sich der Name von der zwischen beiden Gipfeln liegenden Alp (in der Mitte gelegen) „Mittenalp oder Mitenalp“ ableiten lassen (Zwüschet Mythen).

jüngeren Jurazeit (Oberjura, weisser Jura, Malm, Alter: 160–140 Mio. J.) in einem Schwellenbereich der Tethys sedimentiert und verfestigt wurde. Fossile Korallen lassen auf ein Riff schliessen. Daraus ergeben sich die Benennungen Malmkalk oder Malmriffkalk. Im Bereich des Südgrates des Grossen Mythen befindet sich der auffällige Weisse Nollen, eine abgerissene, abgedrehte Malmkalk-Scholle. Die vom Zwüschet-Mythen nach S unter den Grossen Mythen abtauchen-

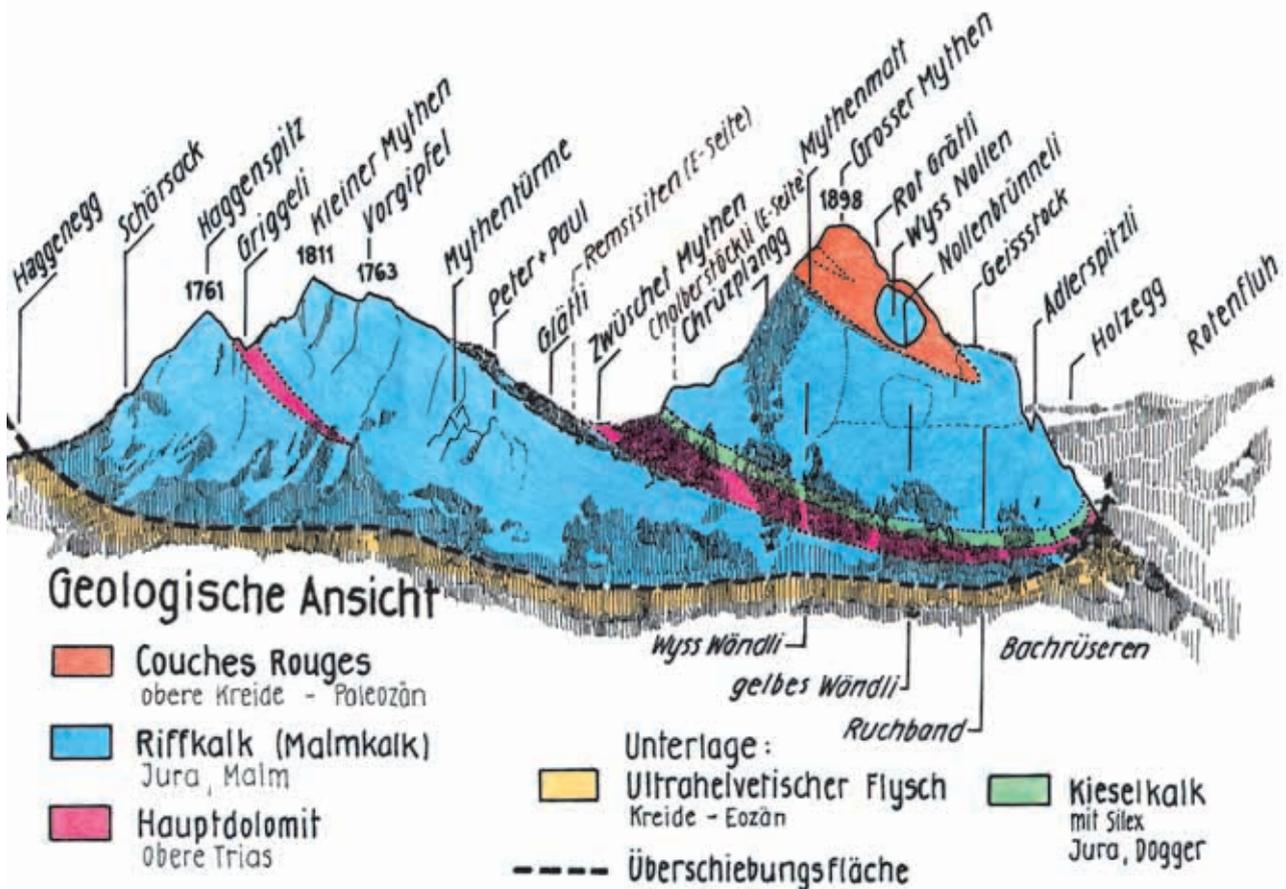


Abb. 3.2 Ansicht der Mythen von W mit Ortsbezeichnungen

### 3.1.2 Geologie der Mythen

Die Mythen setzen sich aus Formationen zusammen, die von der Oberen Trias bis in die Obere Kreide reichen. Mythen und Rotenflue liegen als isolierte Deckenreste einer penninischen Überschiebung der geologisch jüngeren Flysch-Unterlage auf. Die Gipfelregion des Grossen Mythen besteht aus rotem Mergelkalk, der „Couches Rouges“. Ein leichter Eisengehalt bewirkt die rötliche Färbung. Untergeordnet treten graugrünliche Mergelkalke auf. Alter: Oberkreide (88 Mio. Jahre)–Paleozän (55 Mio. Jahre).

Die Hauptmasse der beiden Mythen ist aus einem hellen, grauweißen Kalkstein aufgebaut, der während der

den Gesteinsschichten gehören zwei geologischen Abteilungen, dem Jura und der Trias an. Der braune Jura oder Dogger (180–160 Mio. J.) ist durch einen dunklen Kieselkalk (Spatkalk) mit schwarzen Silex-Knollen vertreten.

Die Trias zeigt ihre Anwesenheit mit geschichtetem, grauem Hauptdolomit und graugrünen, violetten Mergeln an. Auf Grund der Fossilfunde können diese Gesteine der Oberen Trias (230–210 Mio. J.) zugeordnet werden.

Nach einem Transportweg von etwa 150 km fand die Platznahme der Mythen spätestens vor fünf Mio. Jahren statt.



Abb. 3.3 Silex-Knollen (Feuerstein oder Flint), eine dichte Quarzvarietät, entstanden durch Ausfällung von Kieselsäure ( $\text{SiO}_2$ ) auf dem Meeresboden.  
 Farbe: Schmutziggrau bis schwarz  
 Härte: 6.5 Mohs (mit Messer nicht ritzbar)  
 Bruch: Muschelig mit scharfen Kanten (Steinzeit Werkzeuge)  
 Fundort: Kieselkalk (Dogger), Bereich Bachrüsere, Gr. Mythen

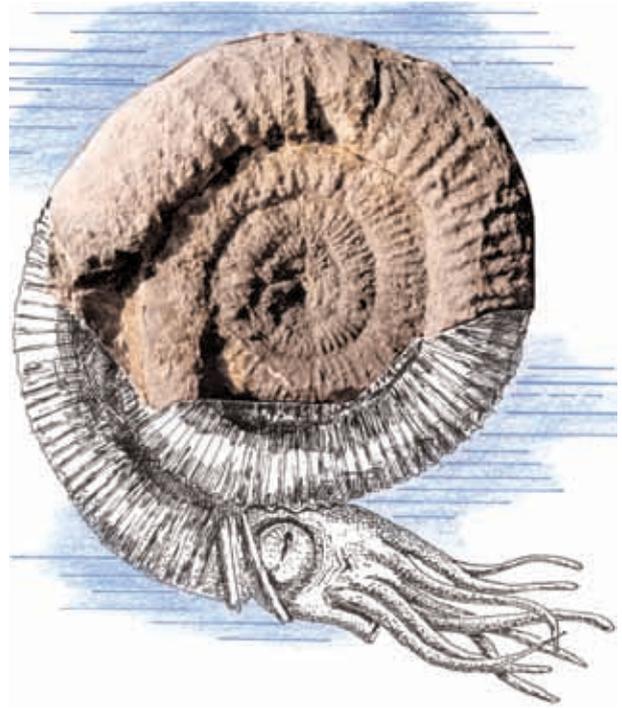


Abb. 3.4 Ammonit, Fundort Glätti, Kl. Mythen  
 Ammoniten sind unmittelbar mit den Tintenfischen (Cephalopoda, Kopffüßer) verwandt und werden oft fälschlicherweise als „Schnecken“ bezeichnet. Die Ammoniten sind vor etwa 65 Mio. Jahren, zeitgleich mit den Dinosauriern, ausgestorben. Erhalten sind nur fossile Überreste. Der vorliegende Teilbereich ist als Steinkern (Hohlraumfüllung mit Sediment) erhalten. Das Gehäuse ist spiralig aufgerollt, wobei nur der vorderste Teil dem Tier als Wohnkammer diente. Der Ammonit (Durchmesser 23 cm) stammt aus dem Malm (weisser Jura 160–140 Mio. J.), wurde ergänzt und in seiner Schwimmstellung abgebildet.

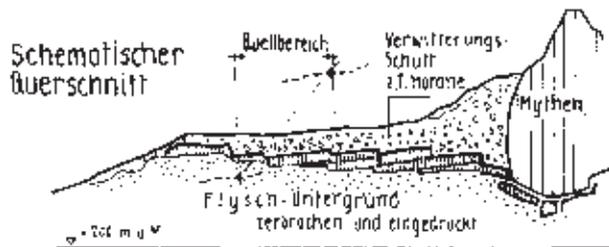


Abb. 3.5 Remssibrekzie von der Remsisite, N Zwüschet Mythen (1:1) Das typische einer Brekzie sind die eckigen Trümmer, im vorliegenden Fall zerbrochene Dolomit-Gesteine.

### 3.1.3 Quellen im Mythengebiet

Durch die Hebung der Zentralmassive, von Aar- und Gotthard-Massiv, erfolgte nebst dem aktiven Schub eine Schweregleitung der Mythen-Klötze (selbständiges Abgleiten auf einer schiefen Ebene). Die Platznahme der beiden Mythen verursachte beim Auffahren auf die Flyschunterlage eine muldenförmige Hohlform. Vorhandene Platten zerbrachen und wurden schief gegen das Muldenzentrum gestellt.

Der Bereich von den Mythen bis zum Muldenrand wurde im Laufe der Zeit von Sturzgut und Moränen abgedeckt. Einsickerndes Wasser sammelte sich in



Teilrögen, welche dieses als Überlaufquellen freigeben. Es ist deshalb nicht verwunderlich, dass auf einer Länge von 3 km 15 Quellen auf einer Linie zu Tage treten. Die Verbindung Ried–Hochstuckli liegt in der Falllinie mit ca. 25% Gefälle und markiert den westlichen Rand der Mulde. Südöstlich der Linie Ried–Haggenegg zeigt das nach S umbiegende Höhenkurvenbild die den Mythen vorgelagerte Schuttmasse an. Das Wasser wird für die Wasserversorgung Schwyz genutzt. Am Fusse des Weissen Nollen entspringt eine Spaltquelle, das Nollenbrünneli. Es versiegt auch im heissesten Sommer nicht. Die Stockwaldquelle, in der Griggeli-Risi unter dem Kleinen Mythen, liefert das ganze Jahr regelmässig Wasser mit einer Temperatur von 4 °C. Ortskundige vermuten unter dem Schuttkegel eine Toteismasse (Rest-Gletscher). Oberhalb der Quelle hat sich infolge einer Sackung eine Spalte von 400 m Länge gebildet, was auf den Schmelzvorgang hinweisen könnte.

Die ehemals sehr bekannte, schwefelhaltige Heilquelle im Mythenbad soll Ende des 19. Jahrhunderts verschüttet worden sein.

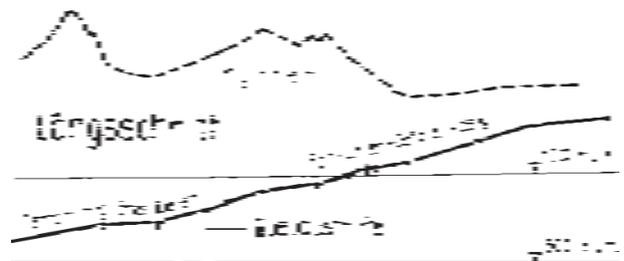


Abb. 3.6 Darstellung der bekannten, grösseren Quell-Austritte auf der Mythen W-Seite  
Grundlage: Übersichtsplan 1:10'000

## 3.2 Äussere Einsiedler Schuppenzone (ÄES)

### 3.2.1 Geologie

Auf der Linie Weidstein/Schwanau–Schornen quert eine Felsrippe den Lauerzer See, setzt sich über Platten–Burg fort und verschwindet unter dem Engelstock. Es handelt sich dabei um eine Schichtfolge von Amdenermergel, Nummulitenkalk, Glaukonit-sandstein, Globigerinenmergel und Burgsandstein. Mehrere solcher Schuppen, die unterschiedlich vollständig ausgebildet sind, können, wie im Weidstein, aufeinander folgen oder als Einzelrippe auftreten. Die steil alpeneinwärts abfallenden Schuppen sind vom Rücken der Drusbergdecke abgeglitten und liegen der schräg unter den Urmiberg abtauchenden Molasse auf. Die Hauptmasse der Gesteine besteht aus grauen, fossilreichen Nummulitenkalken, die von vererzten Partien durchsetzt sind. Eine durchgehend mit Eisenerz imprägnierte Schicht aus Num-



mulitenkalk tritt gegenüber der Insel Schwanau, in der Chlostermatt am Weidstein, zu Tage. Der

Eisengehalt wurde mit 10–20% ermittelt (EPPRECHT 1948).



Abb. 3.7 Ansicht Weidstein von Osten



Abb. 3.8 Die Aare-Granit-Findlinge dokumentieren die Anwesenheit des Reuss-Gletschers.

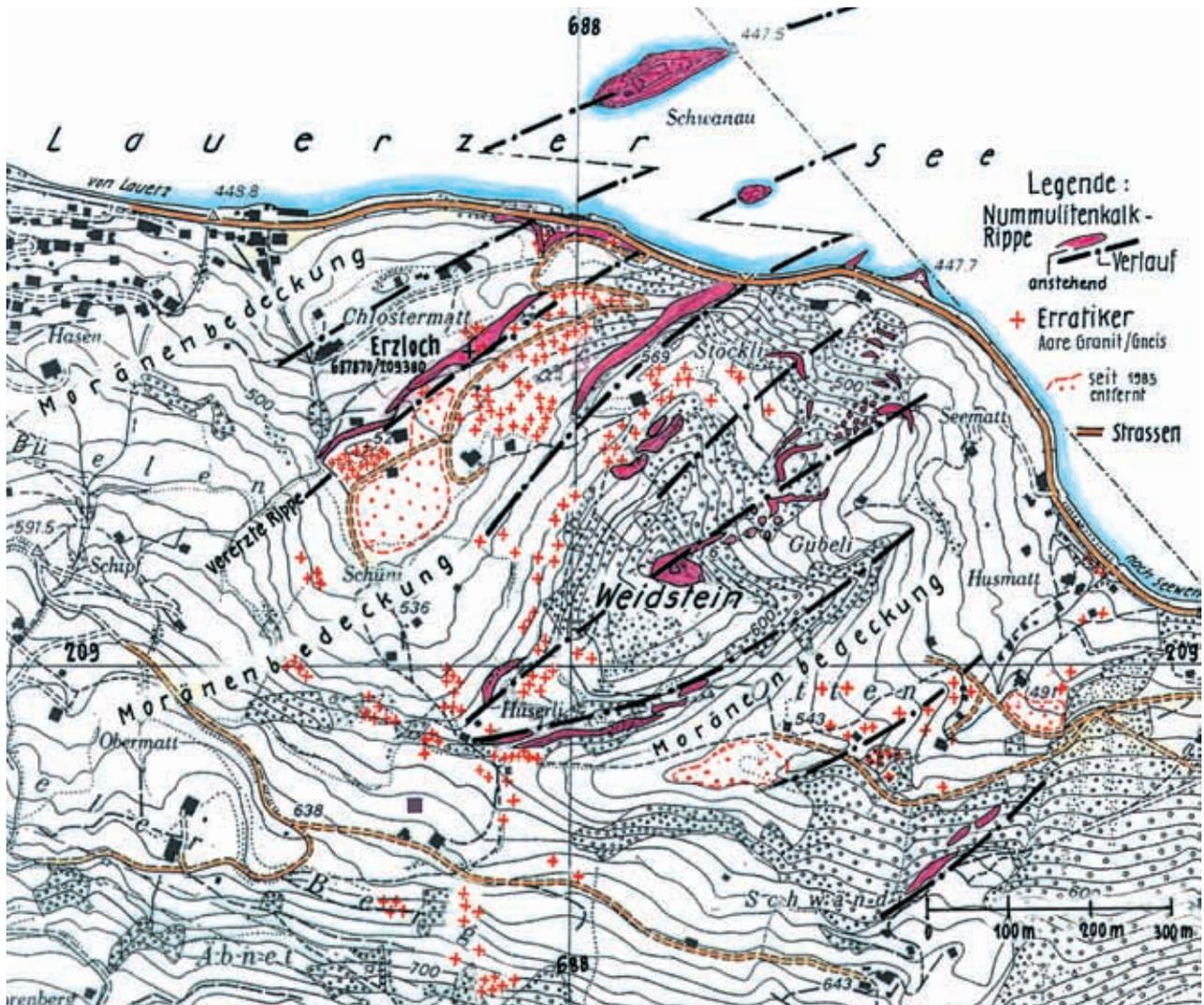


Abb. 3.9 Weidstein (ÄES) mit acht Nimmulitenkalk-Rippen, getrennt durch Schieferzonen, in steil südfallende Schuppen überschieben. Grundlage Übersichtsplan 1:10'000

### 3.2.2 Erzkvorkommen in der AES

Erste Bergbauversuche erfolgten im Kt. Schwyz 1597 am „Isenbach“ (Oberiberg) und es erscheint in der Folge offensichtlich, dass schon um 1600 in Lauerz nach Erz gesucht wurde. Über detaillierte Angaben zum Erzabbau im Otten lassen uns die historischen Nachrichten im Stich. Dem Urner Madran, Besitzer der Bergwerke in Uri, wurde 1602 die Suche nach Erz im Lande Schwyz auf zehn Jahre bewilligt. Von Resultaten Madranschen Suchens erfahren wir nichts (HIST. VEREIN 1925).

Hingegen findet sich 1858 ein Hinweis auf drei Hammerschmieden in Steinen, die bereits über 200 Jahre Bestand haben sollen. Hammerschmieden waren integrierender Bestandteil von Eisenbergwerken, was wiederum auf einen in der Nähe stattfindenden Erzabbau, in der ersten Hälfte des 17. Jahrhunderts, hindeutet. 1724 soll der Betrieb für den Erzabbau von den Bergherren Linder + Burckhardt (nebst dem Hauptwerk Uri) aufgenommen worden sein. Es wird in den Akten die Erstellung eines Schmelzofens erwähnt. Der Besitzer von „Bühl“ erinnert sich noch 1872, dass sich im Otten, gegen den Lauerzer See, Reste des Schmelzofens befanden. Im Jahre 1729 wurde das „Lowerzerwerk“ aus finanziellen Gründen wieder stillgelegt, denn weder Quantität noch Qualität versprachen eine reiche Ausbeute. Der Abbau muss in geringem Umfang im Tagbau stattgefunden haben. Eine Grube („Stollen“), in der Erz gebrochen wurde, ist heute noch als „Erzloch“ sichtbar.

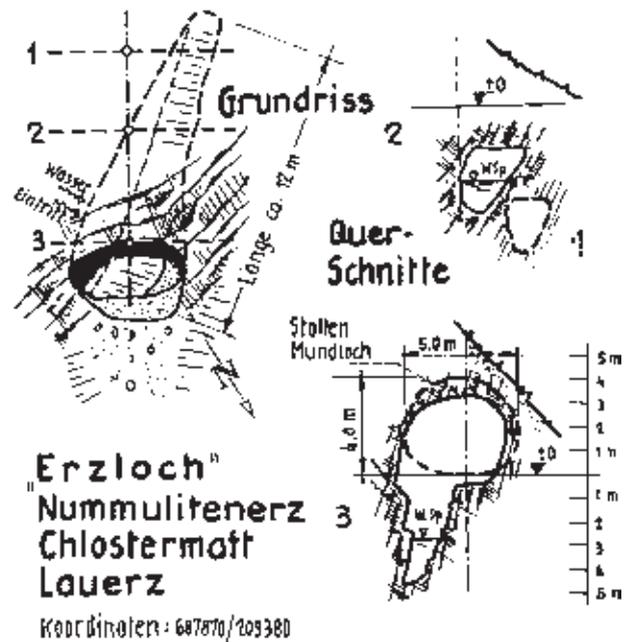


Abb. 3.11 Planliche Darstellung des Erzloches



Abb. 3.12 Frische Bruchfläche des Nummuliten-Erzes



Abb. 3.10 Zugang zum Erzloch in der Chlostermatt am Weidstein (Höhe 4.0 m, Breite 5.0 m)



Abb. 3.13 Hämatitisch vererzte Nummuliten. Die dunkelkirschroten oder stahlblau-glänzenden Foraminiferen können leicht aus der Kalkmasse herausgelöst werden (grösster Durchmesser ca. 5 mm).

### 3.2.3 Gasvorkommen im Bereich der AES

Im Lauerzer See werden zwischen Schwanau und Schornen, entlang einer 600 m langen Zone, über der den See querenden AES Gasaustritte beobachtet. Die Austrittsstellen sind besonders gut bei einer Eisdecke zu sehen. Das Gas entströmt mit einiger Sicherheit als sogenannte Spaltenbläser einer Nummulitenkalk-Rippe. Als Wirtgestein kommen Amdener Mergel, Globigerinenmergel oder die Molasse in Betracht. Beim Lauerzer See-Gas handelt es sich ausschliesslich (85%) um Methan ( $\text{CH}_4$ ). Die austretende Gasmenge wurde von BÜCHI & AMBERG (1983) auf rund  $1000 \text{ m}^3/\text{Tag}$  geschätzt.

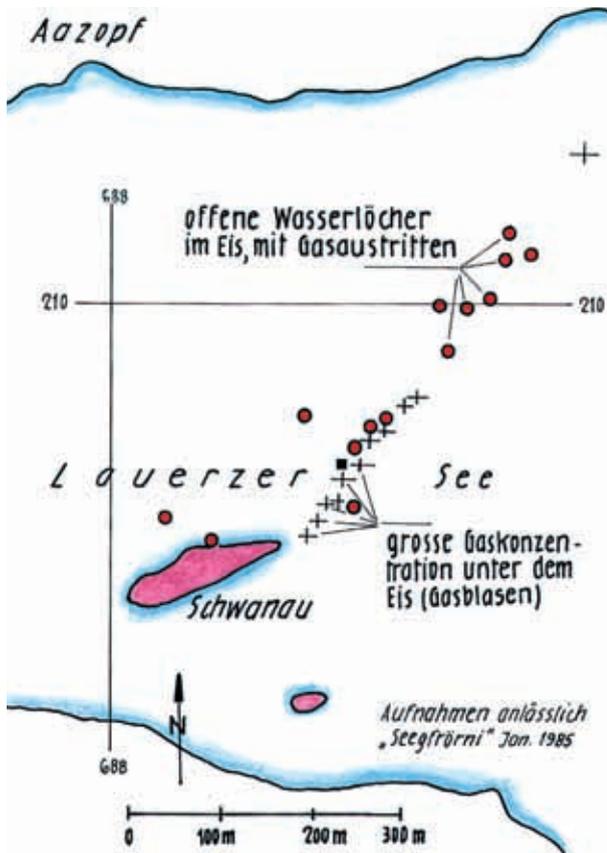


Abb. 3.14 Übersicht der Methangas-Austrittsstellen im Lauerzer See

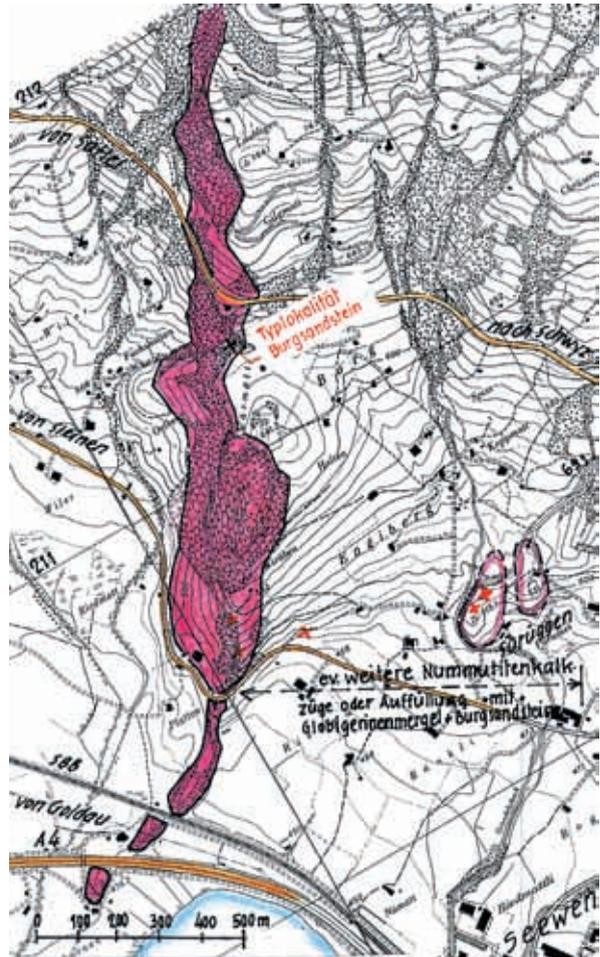


Abb. 3.15 Nummulitenkalk-Rippe Schornen-Platten-Burg-Engelstock. Grundlage Übersichtsplan 1:10'000



Abb. 3.16 Grauer Nummulitenkalk-Anschliff (1:1)



Abb. 3.17 Nummulitenkalk-Rippe Schornen-Platten-Burg

### 3.3 Quartär (Eiszeitalter)

Auf das warme, subtropische Klima (Paleozän 65 Mio. J.–Anfang Pliozän 5 Mio. J.) folgte eine markante Abkühlungsphase, in der das Klima von Schnee und Eis (nivales Klima) geprägt war. Innerhalb des nun folgenden quartären Eiszeitalters hat sich der Abkühlungstrend fortgesetzt, wobei die mittlere Jahres-Temperatur im Vergleich zu heute (9.6 °C) um 5–10 °C abgesunken ist. Diese Temperatur-Erniedrigung liess die Gebirgsgletscher anwachsen – es entstand ein zusammenhängendes Eisstromnetz. Auffällig ist der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten. Die letzte Kaltzeit ging vor 10'000 Jahren in die heutige Warmzeit (Holozän) über.

Die Faktoren, die das Zustandekommen einer Eiszeit verursachen, sind nicht in allen Teilen bekannt. Eine wesentliche Rolle wird der Wirkung der Erdbahnelemente, nebst vielen anderen klimawirksamen Einflüssen, zugewiesen. Es ist vom Aktualitätsprinzip ausgehend anzunehmen, dass auf die heutige Warmzeit erneut eine Kaltzeit folgen wird.

Die Gletscher schufen keine neuen Abflusswege, sie folgten den bereits bei der Alpenhebung vorgezeich-

neten Furchen. Der Reussgletscher z.B. der Querfurche, die von Brunnen bis Andermatt zurückreicht und im Tal des Urnersees deutlich sichtbar wird. Die Gletscher überprägten und erweiterten lediglich die Täler – eine wesentliche Vertiefung fand nicht statt.

Mit Hilfe von Moränen und Findlingen, die im Ablationsgebiet (Zehrgebiet) liegen blieben, lassen sich die Gletscherränder rekonstruieren. Schliffgrenzen gehen nach oben in zackige Bergformen über und weisen in Hochlagen auf ehemalige Gletscherstände hin.

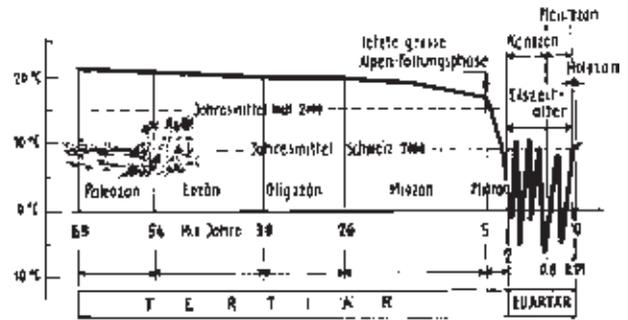


Abb. 3.18 Schematische Temperatur-Kurve Tertiär/Quartär



Abb. 3.19 Der Reuss-Gletscher im Raum Schwyz (Standort Oberberg 1200 m ü.M.) während der letzten Vergletscherung. Die Eis-mächtigkeit über dem Talkessel beträgt etwa 600 m. Im Hintergrund Pilatus. Im Vordergrund (von links) Hochflue, Rigi Scheidegg, Rigi Kulm.

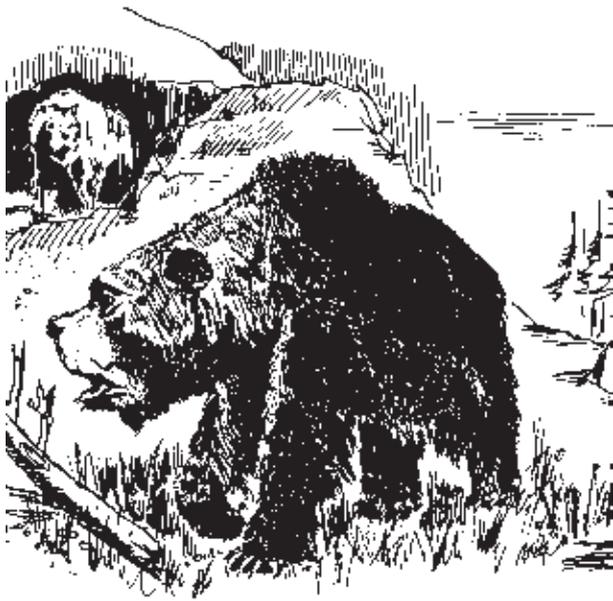


Abb. 3.20 Im Gletschervorland breiteten sich Steppen und Tundren aus, die von kälteliebenden Pflanzen und Tieren besiedelt wurden. Beispiele Höhlenbär und Mammut.

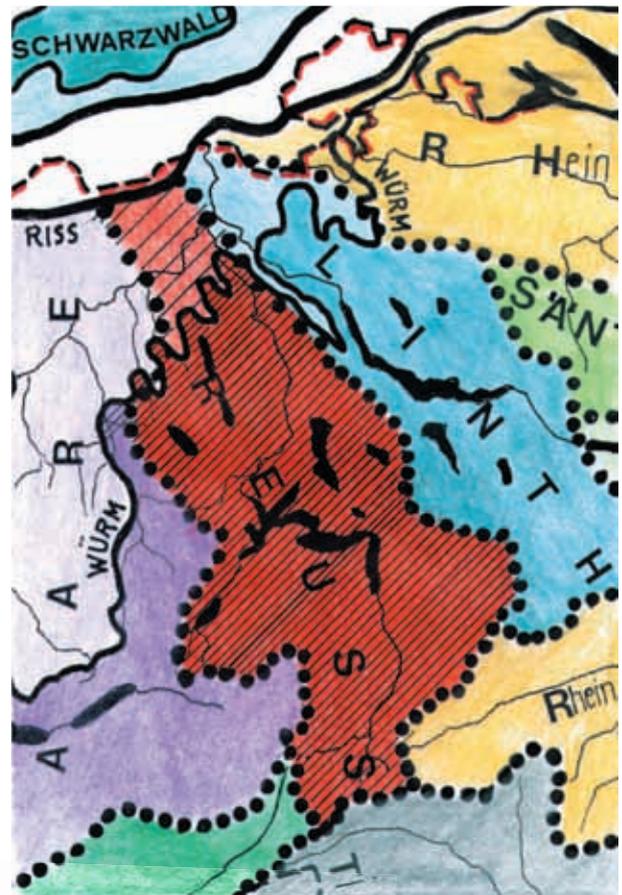
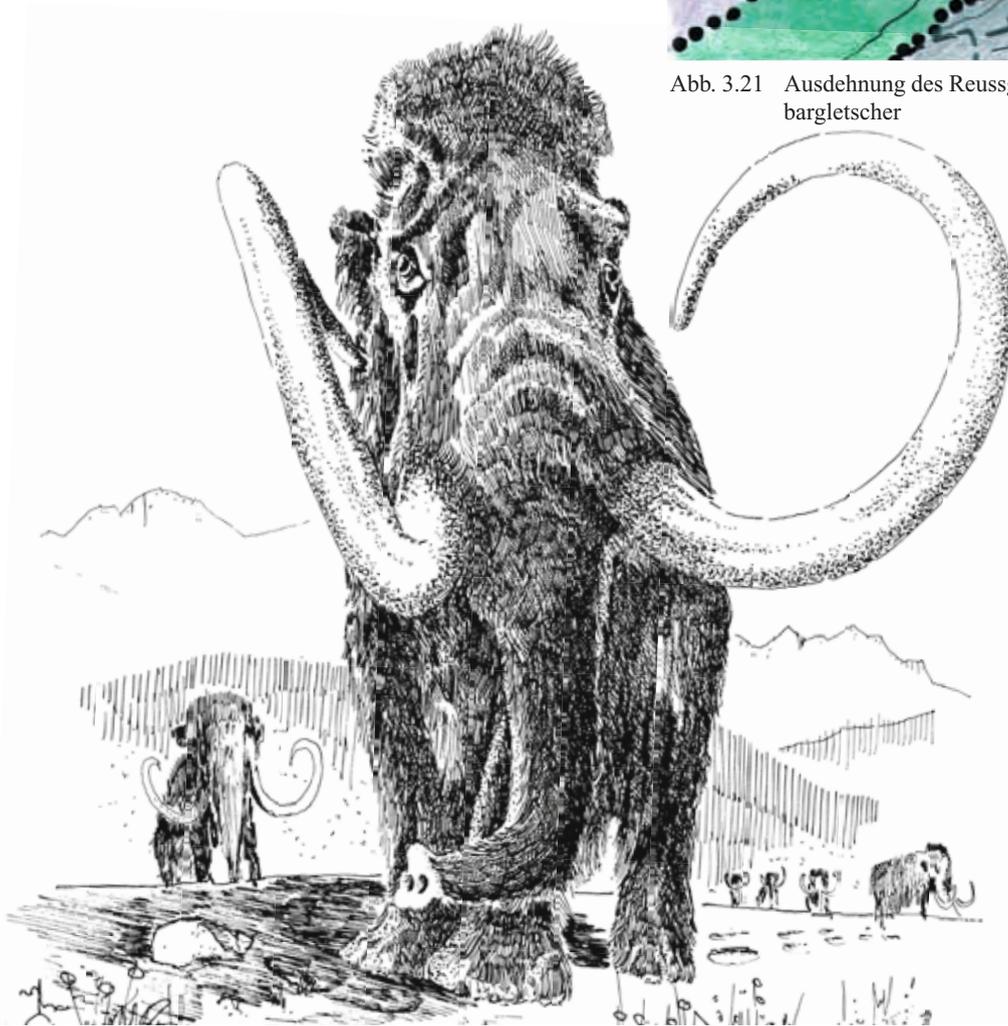


Abb. 3.21 Ausdehnung des Reussgletschers und seiner Nachbar-gletscher



### 3.4 Ebene von Arth

Der trogförmige Felsuntergrund der Talebene von Arth besteht aus rötlicher Nagelfluh der Unteren Süsswassermolasse (USM). Der Fels ist in Tiefen von 20–110 m unter Terrain anstehend. An der tiefsten Stelle ist eine alte, eiszeitliche Abflussrinne der Rigi-Aa zu vermuten.

Über der Molasse liegt eine 5 m bis über 40 m mächtige Abfolge von Sanden, Feinsanden und Lehmen mit deutlicher Feinschichtung, die eindeutig als Seeablagerungen einzustufen sind. Dies bedeutet, dass der Ur-Zugersee bis an die Felsbarriere von Oberarth reichete. Unter 2–8 m mächtigen sandig-lehmigen Überschwemmungssedimenten folgen stark sandige Kiese, die bis 60 m mächtig werden. Diese Schotterabla-



Abb. 3.22 Strandlinie des Ur-Zugersees an der Felsbarriere von Oberarth, die eine Verbindung mit dem Lauerzer-Arm des Ur-Reuss-Sees verhinderte. Grundlage Übersichtsplan 1:10'000

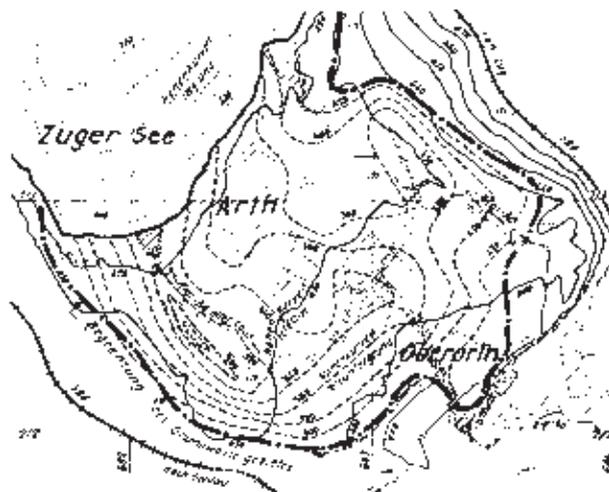


Abb. 3.23 Die Ebene von Arth, dargestellt mit Höhenkurven der Oberfläche und dem Felsuntergrund.

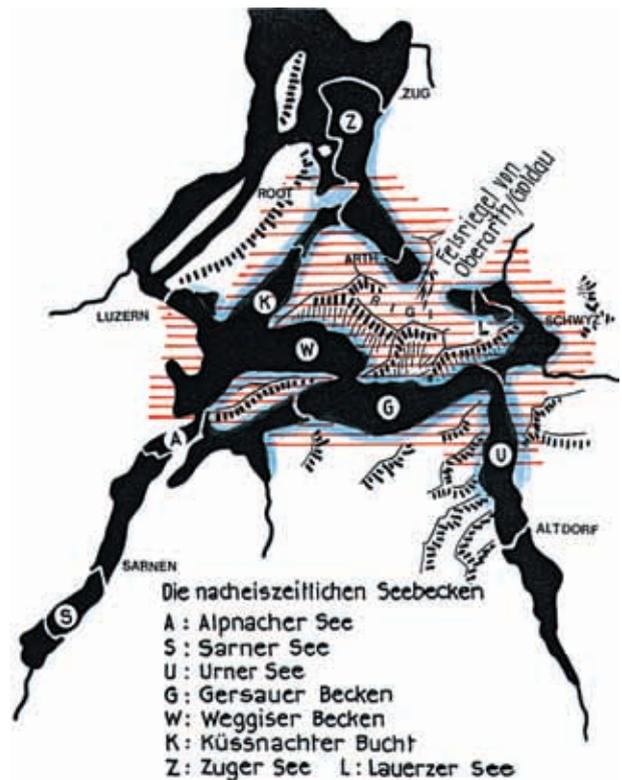


Abb. 3.24 Nach dem Gletscher-Rückzug bildete sich ein zusammenhängender, fjordähnlicher Reuss-See

gerungen bedecken die ganze Arther-Ebene und stellen den eigentlichen Grundwasserträger dar (JÄCKLI 1986).

Gemäss Grundwasserkarte wird an etwa 25 Stellen Grundwasser (GW) entnommen und für die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Arth verwendet.

Eine Verbindung des Ur-Zugersees mit dem Lauerzer-Arm des Urnersees bestand, selbst bei einem wahrscheinlich höchsten eiszeitlichen Wasserstand von 443 m ü.M. zu keiner Zeit. Verhindert wurde dieser Zusammenschluss durch die Felsbarriere von Oberarth, mit Koten von 445–463 m ü.M.

### 3.5 Felderboden

Unter dem Felderboden – der Ebene zwischen Ibach und Brunnen – erstreckt sich eine bei der Platznahme der verschiedenen Deckenelemente entstandene Talanlage. Im W ist es der Urmiberg, ein Element der helvetischen Randkette, das sich als selbständiges Gleitbrett von der Silbernen-Decke abgelöst hatte und nach NW verschleppt wurde. Im SE wird die Ebene von der, dem Fronalpstock vorgelagerten, nach N abtauchenden Gibel-Falte und dem Axenstein-Gewölbe abgeschlossen. Dazwischen liegt in einer Querstörung der Durchbruch der Muota. Im NE bilden die dem Flysch aufliegenden Mythen-Klippen den Talabschluss.

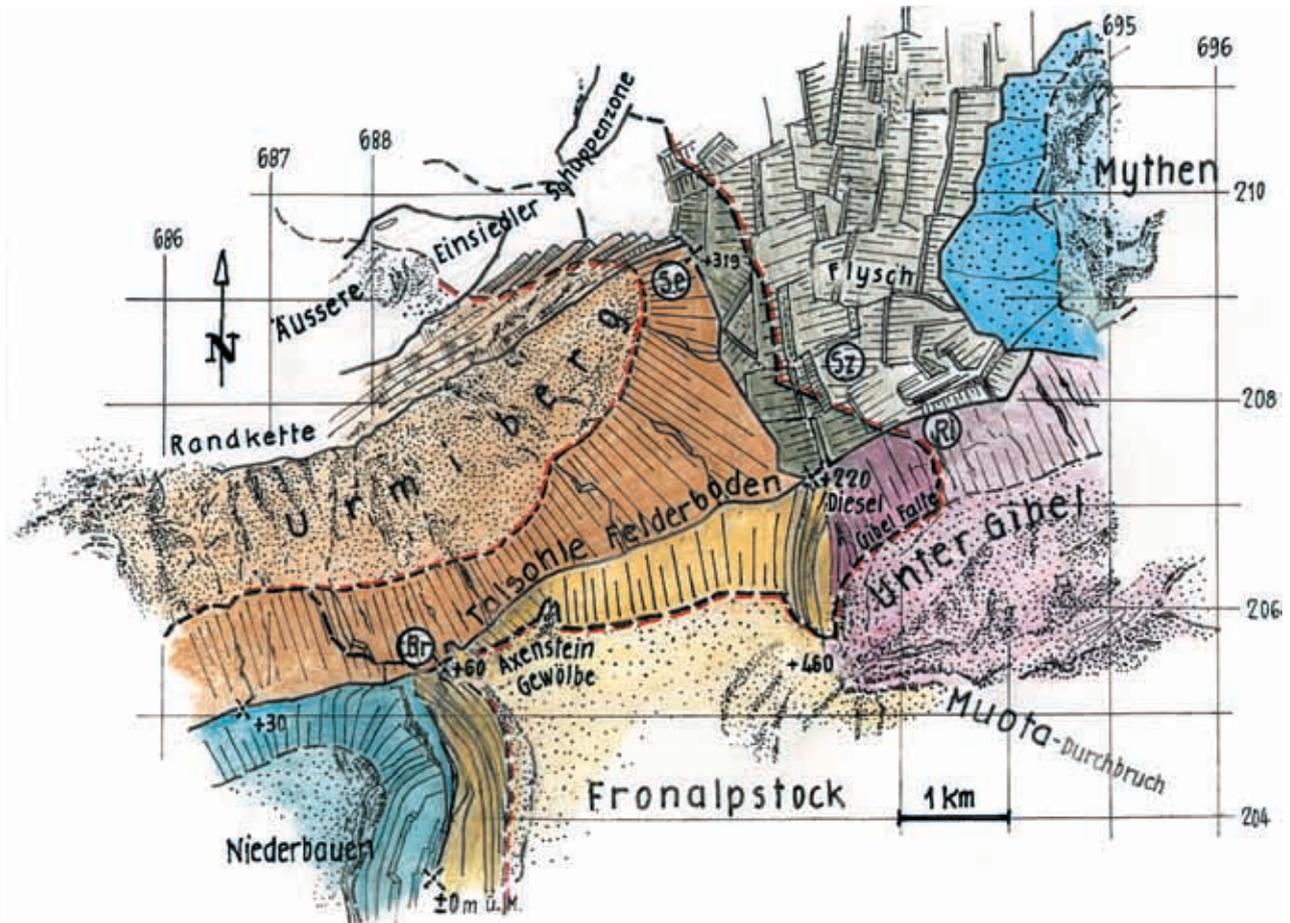


Abb. 3.25 Der Felderboden, dargestellt ohne Talfüllung, zeigt eine steil nach SW abtauchende Talsohle. Diese dürfte ein Abfließen der Ur-Muota Richtung Lauerzer See verunmöglicht haben (dunkler Farbton: Felsverlauf unter Terrain).

Die tiefste Bohrung im oberen Bereich der Ebene (Diesel/Ibach, Terrain 450 m ü.M.) erreichte in 111 m Tiefe Seebodenablagerungen (JÄCKLI 1974). Geschätzt dürfte die Felssohle auf etwa 220 m ü.M in 230 m Tiefe liegen. In Seewen ist der Fels der Urmiberg-Platte in 142 m Tiefe (Kote 319 m ü.M.) erbohrt worden. Im Urnersee liegt der Fels auf Meereshöhe ( $\pm 0$  m ü.M.) und lokal deutlich tiefer. Damit fällt der Felsuntergrund der Muota-Ebene in grosser Tiefe Richtung Brunnen ab.

Ausgeführte Bohrungen im Felderboden zeigten Schotter von bis zu 110 m Mächtigkeit, die von Seeboden-Lehmen und anderen Lockergesteinen unterlagert werden. Im Urnersee sind diese 240 m mächtig. Sie können im Felderboden durchaus 200 m erreichen. Die Beckenfüllung erfolgte nach dem Abschmelzen von Muota- und Reussgletscher. Im Raume Schwyz-Seewen waren es die Schuttablagerungen der vielen Seitenbäche aus dem Engelstock- und Mythengebiet (Siechen-, Nieten- und Tobelbach).

Die Auffüllung des Seebeckens Ibach–Ingenbohl beruht nur zum Teil auf abgelagertem Gletscherschutt, vor allem aber auf der Sedimentation von grossen Schotter-

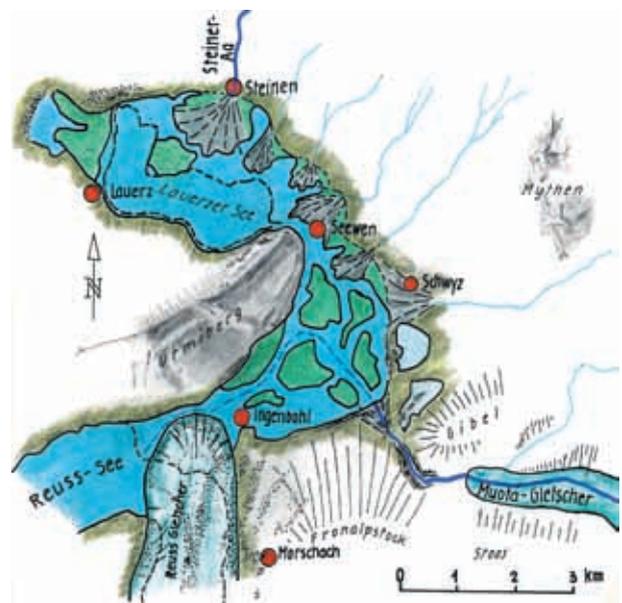


Abb. 3.26 Verlandung Felderboden  
Das Abschmelzen von Reuss- und Muota-Gletscher leitete die Verlandung bis an das W-Ende des heutigen Lauerzer Sees ein. Der Umfang des ehemaligen Seegebietes ist durch viele Kernbohrungen und Baugruben-Aufschlüsse, die Seebodenablagerungen und Torf enthalten, sehr gut belegt.



Abb. 3.27 Blick vom Urmiberg (Ober Brunniberg) auf die heutige Talebene des Felderboden

mengen der Muota. Dies wird dadurch belegt, dass in den durchbohrten Schottern keine kristallinen Gerölle, sondern nur helvetische Kalkgesteine angetroffen wurden. Der Rundungsgrad ist eher schlecht, was ein Indiz für kurze Transportwege ist und wiederum auf die Muota-Schmelzwässer als Lieferant hindeutet.

Das Vorhandensein von Reuss-Erratikern auf den heute teilweise abgebauten Schottern von Hinter-Ibach belegt einen letzten Vorstoss des Reussgletschers.

Infolge der optimalen Durchlässigkeit des im Felderboden mächtigen, als Fluss-Schotter (saubere Kies-Sande) bezeichneten, Lockergesteinskörpers ergibt sich ein idealer Grundwasserleiter, ein sogenannter Aquifer. Im Gegensatz dazu werden nichtwasserleitende Schichten (Ton, Lehm) Aquiclude genannt. Als Grundwasser (GW) wird sämtliches unter der Erdoberfläche in Hohlräumen des Bodens vorhandenes, fließendes Wasser bezeichnet. Das Grundwasser wird, wie das Wasser in der Atmosphäre (Nebel, Wolken) und die Oberflächengewässer (Flüsse, Seen), als begrenzter Teil des Wasserkreislaufes der Erde betrachtet.

Der im Felderboden vorhandene Grundwasserstrom, der sich teilweise als GW-Aufstoss bemerkbar macht, wird für die Zwecke der Wasserversorgung der umliegenden Dörfer genutzt und demzufolge als nutzbares Grundwasser bezeichnet.

Gemäss Gewässerschutzkarte des Kantons Schwyz wird in der Muotaebene an über 50 Stellen Grundwasser entnommen. Die Bäche Leewasser und Chlosterbach sind sichtbare Abflüsse überlaufenden Grund-

wassers. Durch Drainagen (GW-Absenkung) und Grabeneindahlungen wurden kleinere Gerinne zum Versiegen gebracht. Nebst dem versickernden Oberflächenwasser speist die Muota durch Infiltration das Grundwasser.

### 3.6 Entstehung des Lauerzer Sees

Vor 25'000 Jahren hatte die letzte Kaltzeit ihren Höhepunkt überschritten, die Gletscher waren auf dem Rückzug in die Alpentäler. Moränenablagerungen, Findlinge in Schwärmen oder Einzelblöcke, Talfüllungen, Deltabildungen, alte Flussläufe und Seebildungen zeichnen das Bild der Vergangenheit nach. Als Beispiel der Spurensuche und der Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte wurde der „Lauerzer See und seine Umgebung“ ausgewählt.

#### *25'000–16'000 Jahre vor heute*

Der Arm des Reussgletschers, der den Urmiberg bzw. die Rigi rechtsseitig umfloss, stürzte vor etwa 25'000 Jahren (Spätglazial) an der Felsschwelle von Oberarth. Granitfindlinge oberhalb der Bernerhöchi, beim Weidstein und im Zingel, zeigen eine Eisrandlage auf Kote 600 m ü.M. an. Auf der Steinerbergseite wurde vom Reusseis ein Blockschwarm im Ausmass von 900 m Länge und 250 m Breite (Bergsturz aus dem Reusstal) antransportiert. Infolge des einsetzenden Rückschmelzvorganges blieb diese Masse über dem heutigen „Blattiswald“ stationär und schmolz ab Kote 550 m ü.M. aus dem Eis aus. Der Gletscher zog sich kontinuierlich um etwa 5500 m bis in die Gegend von See-

wen zurück. Der Rückzug dürfte sich im Schatten des Urmiberg wesentlich verlangsamt haben.

#### *16'000–14'000 Jahre vor heute*

Ein erneutes Einsetzen einer Kaltzeit vor 15'000 Jahren bewirkte einen letzten Eisvorstoss, der im „Sägel“ endete. Die Eiszunge blieb etwa 100 Jahre stationär – Abschmelzen und Nachschub waren identisch – sodass sich ein Stirn- oder Endmoränen-Wall bilden konnte. Auf der Seite Lauerz bauten sich heute noch gut sichtbare Seitenmoränen auf. Die Bildung des Lauerzer Sees nahm seinen Anfang und das Zurückschmelzen des Eises seinen Fortgang.

#### *14'000–10'000 Jahre vor heute*

Der endgültige, spätglaziale Eiszerfall des Reussgletschers im Lauerzer See-Gebiet war nicht mehr aufzuhalten. Die Verlandung des untiefen Seebeckens „Sägel“ schritt sehr rasch voran. Die Steiner Aa schütete das Erosionsmaterial vom Ober- und Unterlauf, in einer Menge von etwa 4 Mio. m<sup>3</sup>, in das Deltagebiet und rückte mit der Mündung 1 km seewärts. NE von Steinerberg löste sich ein Bergsturz aus der Molasse des Rossberg und erreichte mit seiner Sturzzunge knapp den Rand des Lauerzer See-Beckens (Bergsturz Rubenen). Dabei wurde das östliche Ende der „Blattiswald-Granit-Anhäufung“ tangiert.

#### *10'000–heute (Postglazial)*

Gletscherschliffe, Moränen und Reuss-Erratiker kamen im Steinbruch Zingel zu Tage. Vom Zingel bis zum

Weidstein ist der gesamte, sehr steile Hang mit nacheiszeitlich niedergefahrenem Gehängeschutt bedeckt. Das Material stammt als Verwitterungsprodukt aus dem NW-Schichtkopf des Urmiberg. Moränen und Findlinge liegen allenfalls unter diesem Schutt.

Vom Weidstein über Lauerz bis in den Bereich Buosigen sind Moränen vorhanden, die mit Findlingen in grosser Zahl durchsetzt sind. Oberhalb Lauerz ist der Hang auf einer Länge von 1.5 km von einem nacheiszeitlichen Bergsturz (kieselige Kalke) aus dem Gebiet Hochflue überfahren worden. Dieses Sturzmaterial verdeckt weitgehend die Seitenmoräne von Lauerz bis Buosigen. Der Bergsturz Röthen von 1222 und der Goldauer Bergsturz von 1806 überdeckten das verlandete Sägel-Gebiet und zerstörten zum grössten Teil den Endmoränen-Kranz im „Sägel“. Dieser kam beim Bau der Nationalstrasse teilweise zum Vorschein (Moräne und Granitblöcke). Die wahrscheinlichste ehemalige Uferlinie des Ur-Lauerzer Sees lässt sich mittels Baugrundaufschlüssen gut belegen.

#### *Zukunft des Lauerzer Sees*

Seit dem Vorliegen verlässlicher Kartenwerke (Dufour-Karte 1865) lassen sich Veränderungen messen. Der Vergleich mit heutigen Karten zeigt, dass sich die Uferlinie in den letzten 100 Jahren unwesentlich verändert hat. In geologischen Zeiträumen hat sich die Mündung der Steiner Aa jedoch um 2000 m Richtung Lauerz verschoben. Das gesamte Delta hat sich entsprechend ausgedehnt.

Geologisch gesehen seit kurzem wurde die Deltabildung durch Ausbaggerungen etwas reduziert. Mit



Abb. 3.28 Blick in den vom Reuss-Gletscher bedeckten Talkessel von Schwyz zu Beginn der Bildung des Lauerzer Sees. Standort ist die vom Bergsturz 1806 überdeckte Stirnmoräne im Schutt, Goldau.

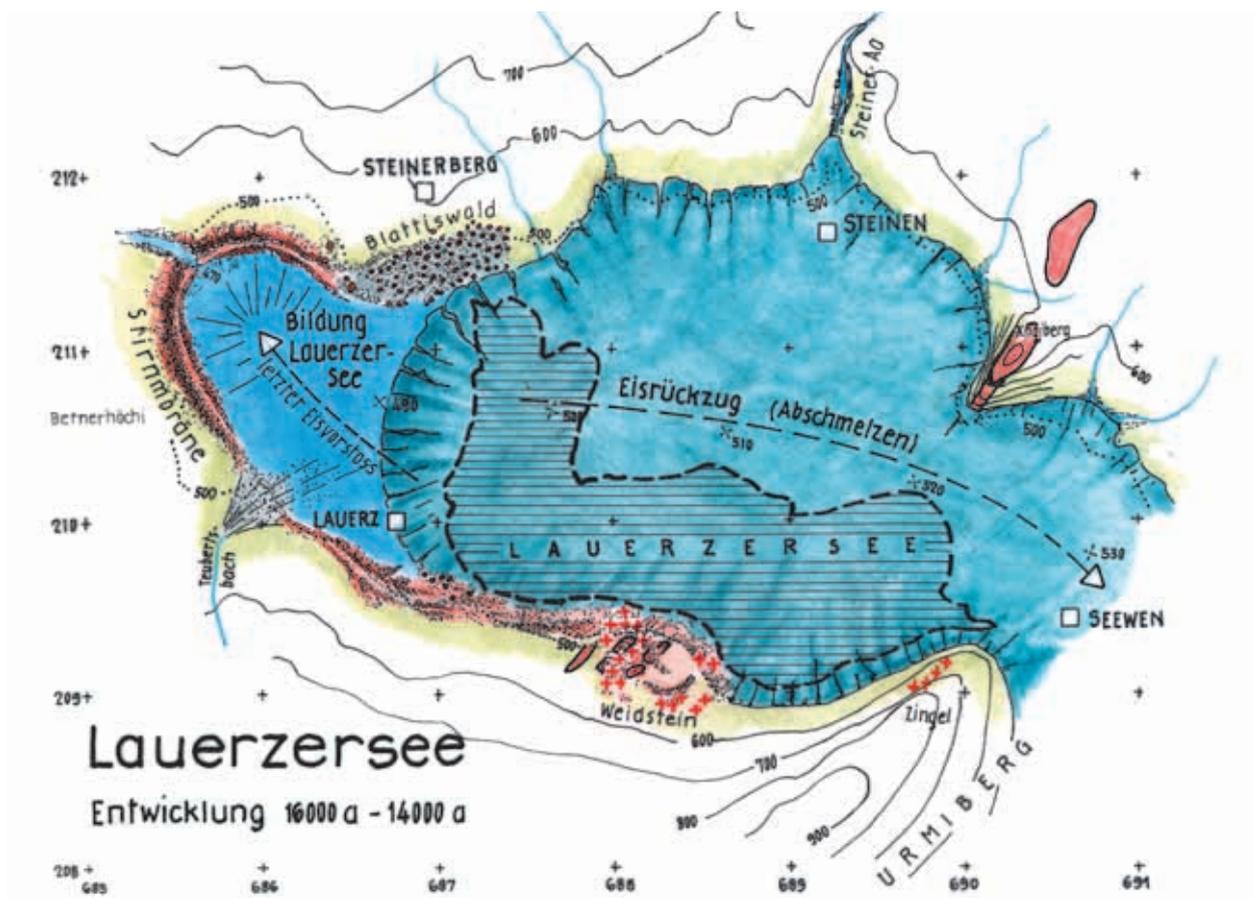
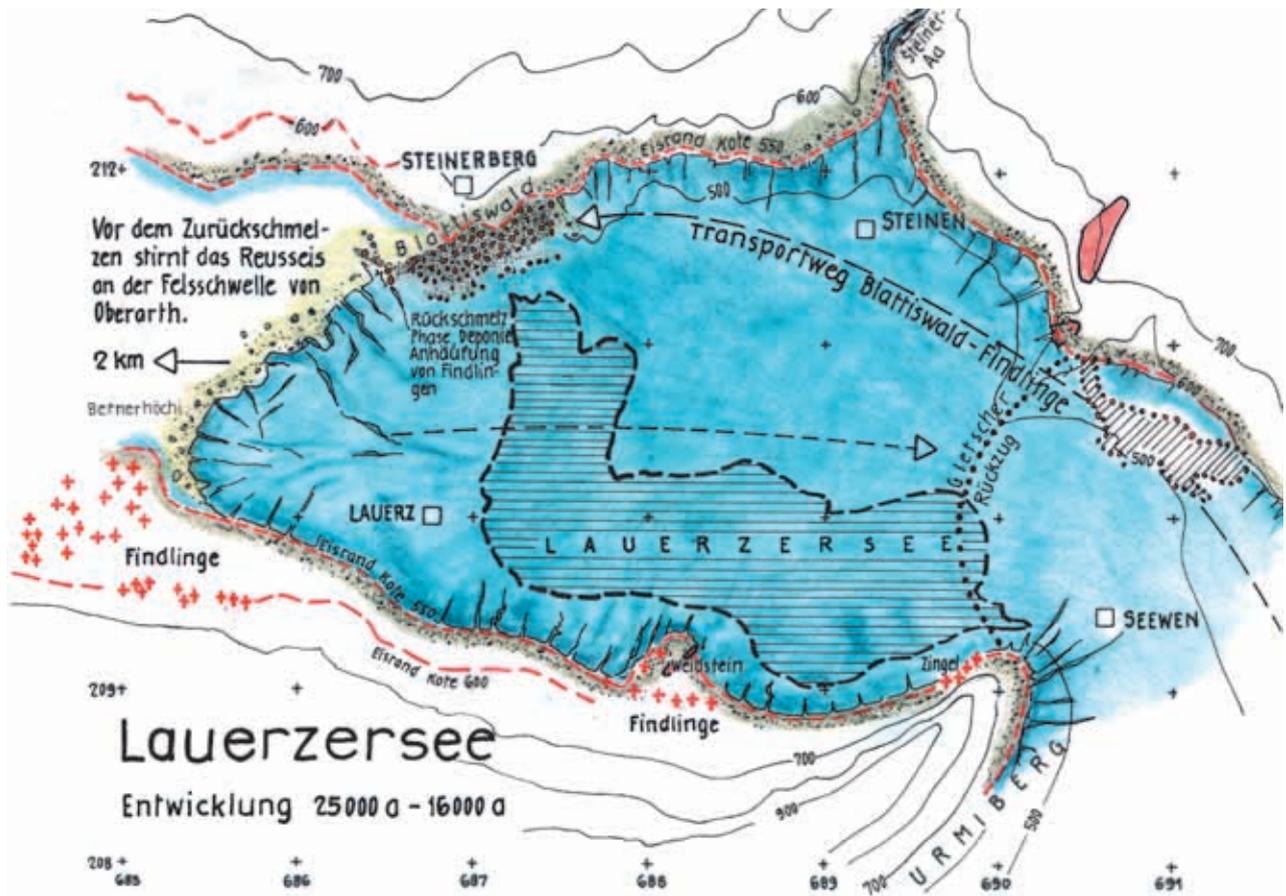


Abb. 3.29 Der Lauerzer See und seine Entwicklung vor 25'000 Jahren bis vor 14'000 Jahren

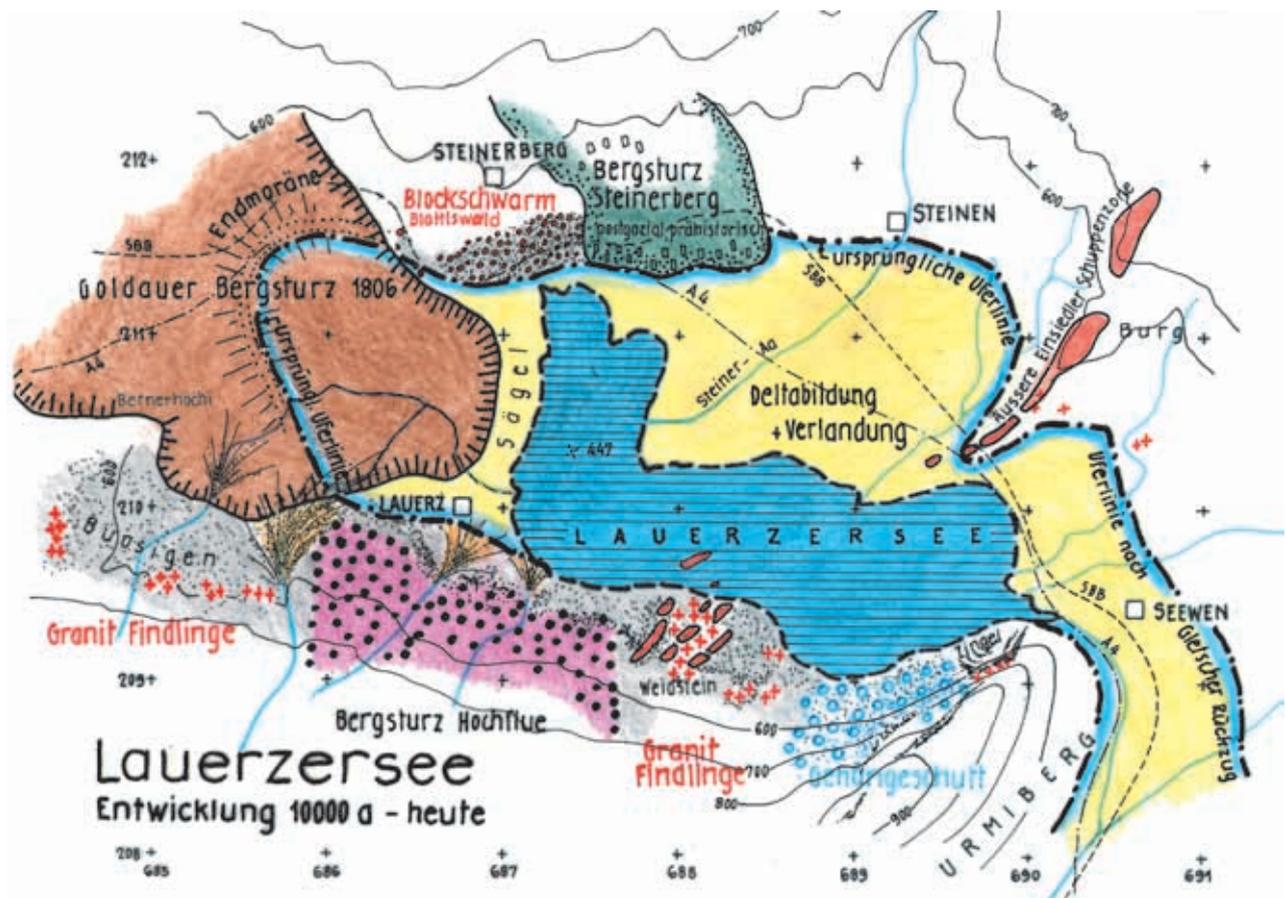
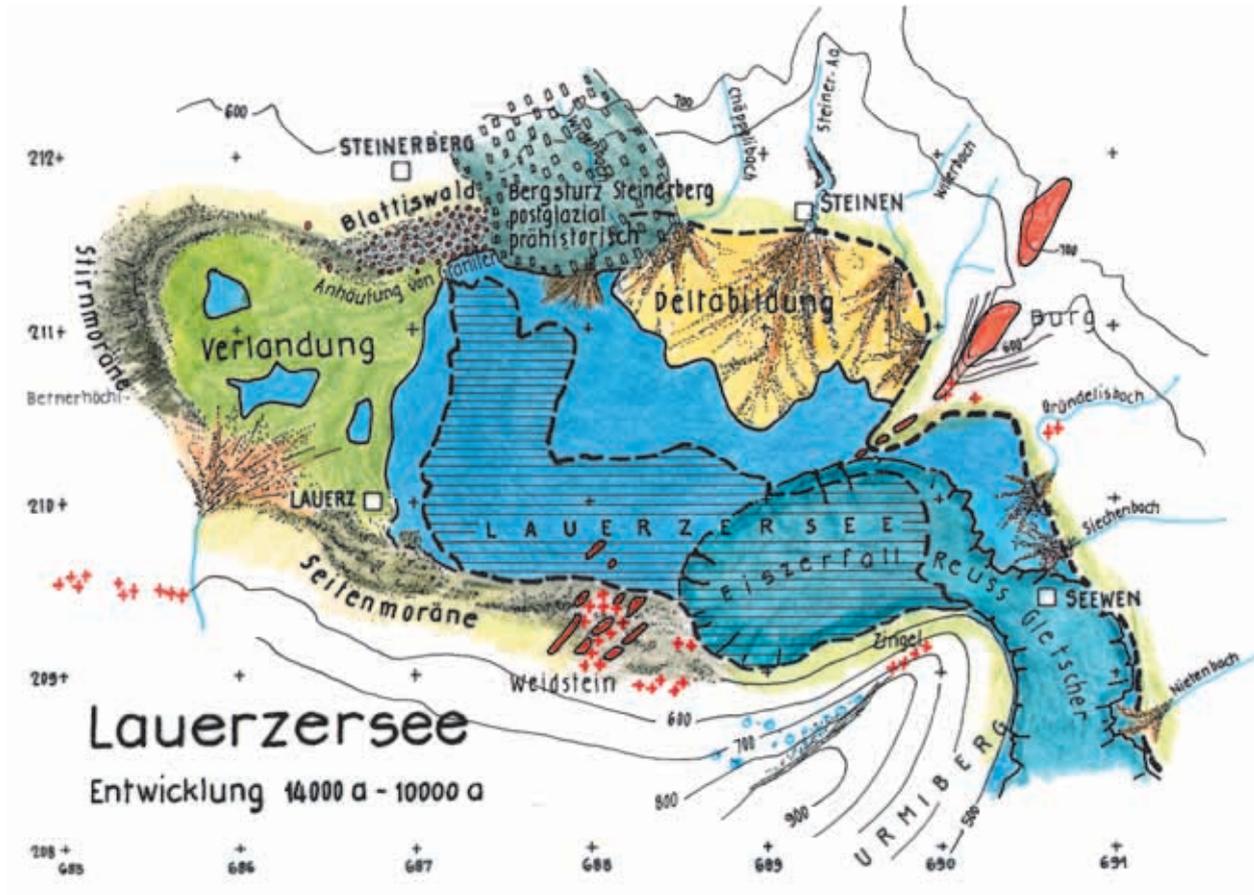


Abb. 3.30 Der Lauerzer See und seine Entwicklung vor 14'000 Jahren bis heute

dem Einbau von Sperren in der Steiner Aa wurde hauptsächlich der Kiestransport eliminiert – das Ausbaggern ist eingestellt worden. Feinste Schwefelbestoffe werden in den See eingetragen und sedimentiert. Eine Abnahme der Wassertiefe ist in der Sägel-Bucht bereits feststellbar. Ohne besondere Massnahmen wird der Lauerzer See in den nächsten 10'000 Jahren verlanden und danach der Vergangenheit angehören.

### 3.7 Bergsturz Goldau

Die Molassegesteine der Rigi und des Rossberg sind vor allem Gesteinsbildungen aus gerundeten, fein- bis grobkörnigen Komponenten, gehören der Gesteinsgruppe „Konglomerate“ an und werden als Nagelfluh bezeichnet. Zwischenlagen von Sandstein und Mergel vervollständigen das Bild.

Rigi und Rossberg bestehen grösstenteils aus bunter Nagelfluh, die neben Geröllen aus Sedimenten (Kalke, Dolomite) auch solche von kristallinen Gesteinen (z.B. rote Granite) aufweisen. Die Gesteinsarten der Nagelfluhgerölle stammen aus höheren, im Tertiär abgetragenen Baueinheiten der Alpen und können den ostalpinen Decken zugeordnet werden.

Die letzte Hauptfaltung der helvetischen Decken verursachte am Alpenrand ein Überfahren der Molasse um einige Kilometer. Das Auffahren von Urmiberg und Hochflue mitsamt der Auflast von Flysch und Einsiedler-Schuppenzone bewirkten die Schiefstellung und die dachziegelartige Überschiebung von Rigi und Rossberg.

Gebirge werden aufgestaucht – und wieder abgetragen. Der Abtrag beginnt mit der Verwitterung. Darunter versteht man die Einwirkung der atmosphärischen Kräfte („das Wetter“) auf die Gesteine und die dadurch bedingte Zerstörung (physikalisch, chemisch, biolo-



Abb. 3.31 Musterbeispiele (Handstück 6/6 cm) magmatischer Gesteine aus der bunten Rossberg-Nagelfluh (Herkunft der Gerölle aus dem Bernina-Gebiet)



Abb. 3.32 oben: Bunte Nagelfluh vom Rossberg mit Gletscherschliff-Spuren  
unten: freigelegte rotbraune Mergelschicht



Abb. 3.33 Dokumentation zur Herkunft der bunten Nagelfluh-Gerölle; links: Handstück (6/6 cm) aus der Rossberg-Nagelfluh; rechts: Handstück der roten Lias-Brekzie (Alv-Typ) vom Berninapass



Abb. 3.34 Ammonit (Durchmesser 7 cm) aus einem Kalkstein-Geröll der Rossberg-Nagelfluh. Ablauf der Geschichte: Kalkausfällung im Tethys-Meer und Sedimentation – Einbettung und Fossilisierung des verendeten Ammoniten-Tieres – Verfestigung des Kalkschlammes zu Kalkstein – Aufschiebung des Gesteins infolge Faltungsvorgängen – Verwitterung, Flusstransport mit erneuter Sedimentation – Verkittung zu Nagelfluh – Aufschiebung am Rossberg – Verwitterung – Bergsturz – Bergung aus Geröll im Schutt, Goldau.

gisch). Der nachfolgende Abtrag ist die Summe aller Vorgänge (Schwerkraft, Wasser, Eis) der auf Erniedrigung und Einebnung der Oberflächenformen hinwirkenden Naturkräfte.

Beim Rossberg kommt hinzu, dass der anstehende Fels, durch die unsanften Schubkräfte bei der Platznahme, von Klüften stark zerschert worden ist und



Abb. 3.35 Der auf die Molasse aufgeschobene Urmiberg und die Hochflue mit Lauerzer See von Norden

dadurch dem Oberflächenwasser besondern Zugang ermöglichte. Das Wasser kann die tiefer liegenden Mergelschichten erreichen und bewässern. Dies bewirkt eine Reduktion des Reibungskoeffizienten, was schlussendlich zum Abgleiten führt. Daraus ergibt sich die richtigere Benennung für „Bergsturz“ nämlich „Schlipfsturz“.

Für den Ortsnamen Goldau gibt es mehrere Deutungen. Wahrscheinlich scheint ein ursprüngliches „Goletau“, was Geschiebe, Schutt oder Geröllhalde bedeutet und auf Bergstürze hinweist. Es ist deshalb nicht erstaunlich, dass ALB. HEIM (1932) auf frühere Abbrüche hinweist und J. KOPP (1936) etwa zwanzig grössere und

kleinere Bergstürze, meist vorgeschichtlichen Alters, erwähnt. Stets war es ein Abgleiten von Nagelfluhplatten auf einer Mergel-Unterlage. Im Gebiet des Rossberg lösten sich aus den westlichen und südlichen Flanken zahlreiche Bergstürze. Während der letzten Vergletscherung waren es Felspartien, welche aus dem Bereich des westlichen Gnipen auf das Reuss-Eis stürzten. Vom Gletscher transportierte Blöcke finden sich heute bei Knonau und Mettmenstetten.

Als postglazial und prähistorisch gilt der Oberarther Bergsturz. Streublöcke lassen den ehemaligen, westlichen Sturzbereich einigermaßen nachzeichnen.

Als nacheiszeitlich (prähistorisch) gilt der Rubenen Felssturz. Sturzblöcke sind im Gebiet Steinerberg-Ost, sowie im Raum westlich von Steinen auszumachen. Im Blattiswald hat der Felssturz Teile eines eiszeitlich abgelagerten Granitblockschwarmes tangiert.

Der erste historische Bergsturz ereignete sich um das Jahr 1222 und verschüttete den Weiler Röthen, zwischen Goldau und Steinerberg gelegen. Als letztes grosses historisches Ereignis ist der Goldauer Berg-

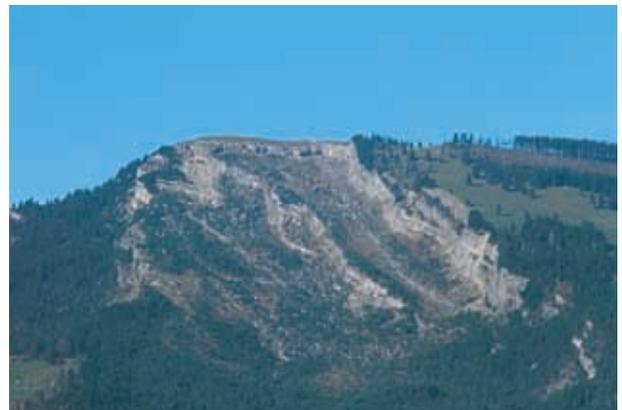


Abb. 3.37 Das Anrissgebiet am Gnipen



Abb. 3.36 Rossberg von Süden mit Anrissgebiet Gnipen und Sturzbahn 1806



Goldau mit 457 Menschen unter sich und überdeckten eine Fläche von zirka sieben Quadratkilometern.

### Zukunft

Die Schichtfolgen im Goldauer Bergsturzgebiet sind am Rossberg nicht einmalig, sondern setzen sich dem Rossberg entlang gegen Osten fort. Aus diesem Grunde werden sich im Rahmen der geologischen Geschichte, infolge fortwährender Erosion, entsprechende Felschlüpfe ergeben. Grössere Ereignisse zeigen sich Monate oder Jahre voraus durch langsame, später schneller werdende Bewegungen, mit zunehmendem Steinschlag und der Bildung von Rissen in der Falllinie und quer dazu, an.

Bevorstehende Grossereignisse sind zurzeit am Rossberg nicht zu erkennen. Instabilitäten (Abstürze aus Felswänden, Rutschungen in Lockergesteinen) sind meist lokaler Natur und treten relativ häufig auf. In geologischer Zukunft muss sicher mit weiteren Bergstürzen gerechnet werden. Ein solches Geschehen kann man jedoch nicht genau prognostizieren.

### 3.8 Erratiker-Häufung Blattiswald, Steinen/Steinerberg

Im Blattiswald, unterhalb Steinerberg gelegen, befindet sich entlang dem Hangfuss auf einer Fläche von ca. 23 ha eine Anhäufung von Kristallin-Findlingen. Die Blöcke sind von unregelmässiger, eckiger oder angerundeter Gestalt verschiedener Grössen. Alles deutet auf einen Felssturz mit nachfolgendem Gletschertransport hin. Die Anhäufung erreicht keine grosse Mächtigkeit, da diese vielerorts sichtbar, direkt der Molasse aufliegt.

Infolge ungünstiger Lage und teilweise starker Vergneisung und Schieferung, weshalb die Gesteins-

qualität abgemindert wurde, entgingen die Findlinge der Verwertung als Bausteine. Der Bau von Walderschliessungsstrassen reduzierte die Menge der Erratiker unwesentlich. Ausserhalb des Waldes gelegene Einzelblöcke oder Gesteinsgruppen wurden entfernt, da diese die Bewirtschaftung behinderten.

Die erratischen Blöcke lassen sich mit Hilfe der Petrographie (Gesteinsbeschreibung) der Herkunftszone weitgehend zuordnen. Aus dem häufigen Vorhandensein von Chlorit-Serizit-Gneisen, gebänderten Amphibolit-Migmatiten, wenig Zentralem Aaregranit und dessen Randausbildung als feinkörnigem Granit-Aplit sowie leicht vergneisten Graniten und Granitporphyren lässt sich das Gebiet östlich Amsteg (Bristenstock und S-Seite Maderanertal) lokalisieren.

Vor etwa 17'000 Jahren, zur Zeit der späten letzten Vergletscherung, ereignete sich ausgangs des südlichen Maderanertales ein Felssturz auf den dem Reussgletscher zufließenden Hüfi-Gletscher. In der Gegend des heutigen Amsteg übernahm der Reussgletscher die Fracht und transportierte die Felsblöcke als ganzes Paket über 35 km in das Gebiet „Blattiswald“, wo das Ausschmelzen aus dem Eis erfolgte, und die Reise nach rund 500 Jahren Transportzeit zu Ende ging.

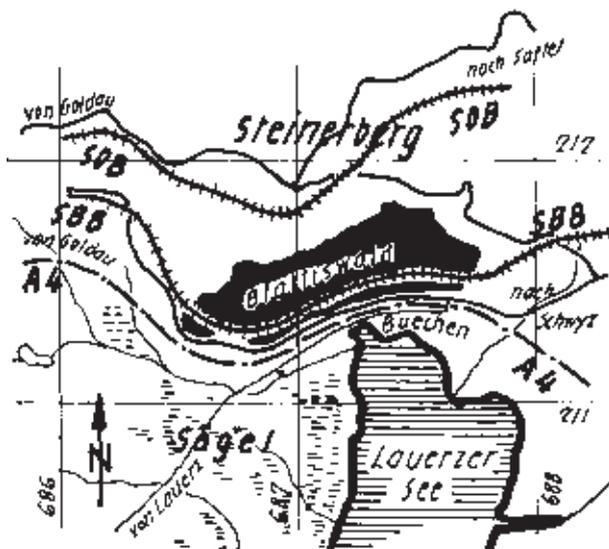


Abb. 3.40 Situation Blattiswald

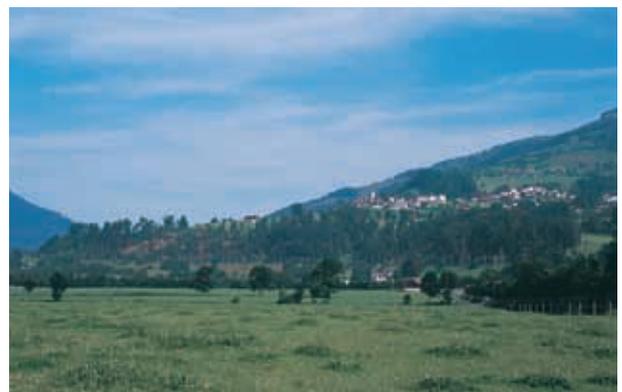


Abb. 3.41 Der Blattiswald vom „Schlössli“ (linker Bildrand) bis „Mulfis“ (rechter Bildrand) – Ansicht aus SE (Frauholz)



Abb. 3.42 Erratiker im Blattiswald

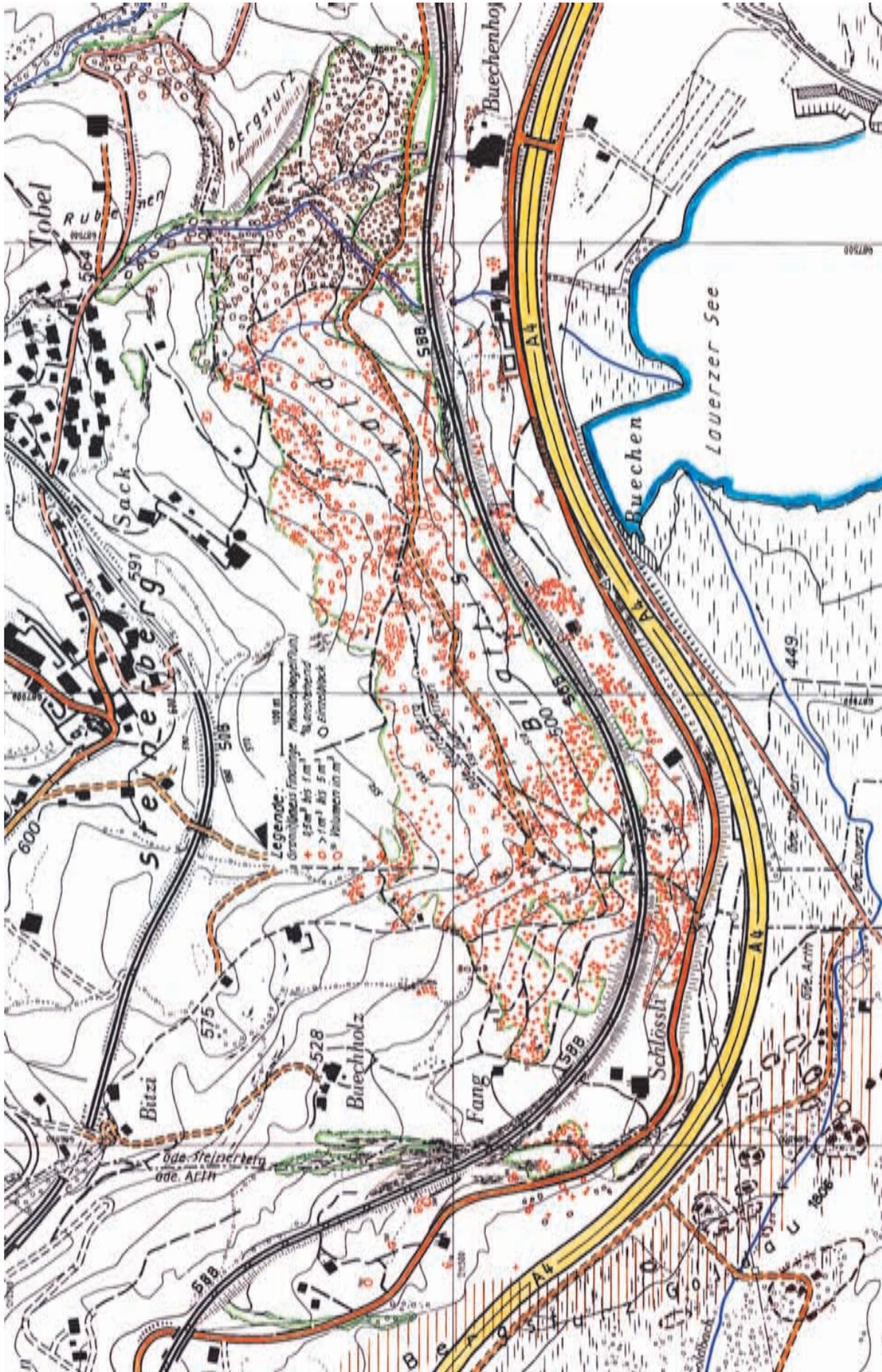


Abb. 3.43 Erratiker-Blockschwarm im Blattiswald unterhalb dem Dorf Steinberg. Das aus Graniten und Gneisen bestehende, vermutete Bergsturzmaterial stammt aus dem Gebiet östlich Amsteg. ALB. HEIM erwähnt 1919 in Geologie der Schweiz, dass am Abhang des Rossberges, besonders zwischen Steinen und Steinberg 3000–4000 Blöcke gezählt wurden. Im Jahre 2002 ergab eine Bestandesaufnahme um die 2000 Blöcke mit Einzel-Volumen zwischen 1 bis 400 m<sup>3</sup> (Gesamtvolumen 11'000 m<sup>3</sup>).

# 4 Zur Morphotektonik der zentralschweizerischen Alpenrandseen

Richtungsbeziehungen zwischen Gewässern (Seen, Bächen) und Klüften

René Hantke, Adrian E. Scheidegger

## Zusammenfassung

Bei der Betrachtung bevorzugter Richtungen in der Landschaft der Zentralschweiz wurde auf solche von Seen und ihren Zuflüssen und ihren Zusammenhang mit Klüften und Bruchstörungen, auf die Morphotektonik, geachtet: Bäche fliessen selten in der Falllinie in die Seen. Ein Vergleich der drei Richtungselemente hat ergeben:

- Es gibt keine Korrelation zwischen den Richtungen der Seebecken und der Klüfte. Die beiden müssen daher unabhängig voneinander entstanden sein: Da die Klüfte nachweislich nach-miozänen Ursprungs sind, muss die Anlage der Seebecken durch die spätmiozäne Platznahme der Decken vorgezeichnet worden sein.
- Es lässt sich keine Korrelation zwischen den Richtungen der Seebecken und der Zuflüsse erkennen. Die beiden dürften daher unabhängig voneinander entstanden sein.
- Dagegen besteht eine Korrelation zwischen Kluft- und Bachrichtungen innerhalb der einzelnen Seen. Klüfte und Laufstrecken der Bäche sind daher durch dieselbe Ursache vorgezeichnet worden, durch die Wirkung des jüngeren, nach-miozänen, neo-tektonischen Spannungsfeldes.

erscheinen sie weniger spektakulär, wandeln sich von rein alpiner Charakteristik zu Mittellandseen, wie der Zuger See. Durch den Bau von Staumauern wurden vormalige Seen wieder geschaffen, reaktiviert.

- Im **Molasse-Vorland**: Ägerisee, Lauerzer und Zuger See,
- die Arme des **Vierwaldstätter Sees**,
- Seen der **Obwaldner Talung**: Alpacher See, Wichelsee, Sarner und Lungerer See,
- **Stauseen**: Klöntaler See, Wägitaler See und Sihlsee.

HEIM (1894a) sah in der Entstehung der Alpenrandseen alte Flusstäler, die beim Einsinken des Alpenkörpers unter dessen Last ertrunken wären. Bis KOPP (1962a), oft noch später, wurden sie als Wirkung der Glazialerosion angesehen; HANTKE (1991 S.182) schreibt ihre Anlage der landschaftsgestaltenden Tektonik zu: klaffenden Grenzblättern (Urner See) und Decken-Stirnen (Sarner See, Vitznauer und Gersauer Becken des Vierwaldstätter Sees), Aufbrüchen (Küssnacher Arm) und Scherstörungen in Spätphasen alpiner Gebirgsbildung (BUXTORF 1951).

Sodann erhebt sich die Frage nach Beziehungen zwischen den Seen und ihrer Umgebung, zwischen den Seen und ihren Zuflüssen einerseits und Klüften und Scherstörungen im Gestein andererseits. Es wird sich herausstellen, dass die Genese der Seen nicht direkt mit jener der Klüfte und jener der Zuflüsse zusammenhängt.

## 4.1 Einleitung

Die zentralschweizerischen Alpenrandseen bilden ein eindrucksvolles Merkmal und eine touristische Attraktion in der Landschaft. Zum Teil sind sie tief ins Gebirge eingebettet, wie der Urner See, zum Teil

## 4.2 Methodik der Studie

### 4.2.1 Generelle Bemerkungen

Die Studie zielt auf eine Klärung der Morphotektonik des Umfeldes der Zentralschweizer Alpenrandseen. Dies

Mio. Jahre vor heute	Ära	Abt.	Stufen	Molasse-Schichtabfolgen	Gesteinsarten
17–12	Mittleres Känozoikum (Mittlere Erdneuzeit)	Miozän	Karpat-Sarmat	Obere Süsswassermolasse OSM	Hörnli-Schuttfächer: Nagelfluh Sandstein, Mergel, Kalke, Kohlen
22–17			Helvetian	Obere Meeresmolasse OMM	Ufenauer- und St. Galler Sandstein, Luzerner- und Bächer Sandstein
24–22			Burdigalian	Untere Süsswassermolasse USM	Höhronen- und Rigi-Schuttfächer:
29–24		Oligozän	Aquitanian		Nagelfluh, Sandstein, Mergel, Kalke, Kohlen
33–29			Chatian	Untere Meeresmolasse UMM	Horwer Sandstein, Grisiger Mergel
			Rupelian		

Tab. 4.1 Gliederung der Zentral- und Ostschweizer Molasse

geschieht durch einen Vergleich zwischen der Geologie, den Richtungen grosstektonischer Linien, „Lineamenten“, den als neo-tektonisch verursacht betrachteten Kluffstellungen und den Richtungen der Zuflüsse. Für die Studie wurde die Region in vier Teilgebiete unterteilt.

#### 4.2.2 Geologie und tektonische Lineamente der Zentralschweiz

Das Untersuchungsgebiet umfasst die nördlichen Alpen und ihr Molasse-Vorland. Die helvetischen

Loc.	No.	Max.1	Max.2	Winkel	Winkelhalb.
<b>Molasseseen</b>					
Ägerisee					
Klüfte	180	146±09	46±15	81	6 96
Bäche	22	178±10	86±09	89	42 132
See	2	180±np	117±np		
Lauerzer See					
Klüfte	154	143±11	60±07	83	101 11
Bäche	62	168±13	50±04	62	19 109
See	1	115±np			
Zuger See					
NE-Ufer Klüfte	152	146±08	41±11	75	3 93
SE-Ufer Klüfte	108	175±10	102±17	74	139 48
NW-Ufer Klüfte	63	181±08	71±07	70	36 126
Risch-Chiem. Klüfte	110	162±00	75±11	87	118 29
SW-Ufer Klüfte	84	113±12	7±11	75	150 60
Goldau Klüfte	66	122±11	25±11	83	164 74
Alle Klüfte 2∈3	583	178±12	63±00	64	30 120
Klüfte ohne NE-Ufer	431	173±01	85±00	88	129 39
Bäche 2∈3	136	177±07	105±04	72	141 51
See	2	180±np	130±np		
<b>Molasseseen alle</b>					
Klüfte	917	146±04	51±03	85	8 98
Bäche	220	169±11	66±09	77	28 118
<b>Vierwaldstätter See</b>					
Chrüztrichter					
Küssn. Arm Klüfte	191	166±04	82±00	85	123 34
Luzerner See Klüfte	180	153±02	65±08	88	109 19
Horwer Bucht Klüfte	375	156±05	66±06	89	21 111
Alle Klüfte 2∈3	498	166±11	67±18	81	27 117
Bäche 2∈3	52	145±07	51±04	86	8 98
See	2	134±np	40±np		
Vitznauer Becken					
N-Seite Klüfte	286	119±06	20±05	82	159 61
Bürgenstock Klüfte	218	167±08	84±11	83	126 36
Alle Klüfte	504	111±06	12±08	80	152 62
Bäche	26	186±12			
See	1		90±np		
Gersauer Becken					
N-Seite Klüfte	241	153±19	75±13	78	24 114
S-Seite Klüfte	243	168±01	86±00	81	127 37
Seewigrat Klüfte	218	164±13	64±13	80	114 24
Alle Klüfte	702	172±00	78±00	86	125 35
Bäche 2∈3	73	168±11	103±00	65	135 45
See	1		85±np		
Urner See					
Urner See-E. Klüfte	388	171±06	84±08	87	127 37
NE Klüfte	152	177±07	88±10	90	133 43
SE Klüfte	236	166±00	82±00	84	124 34
Urner See-W. Klüfte	256	125±04	29±03	84	167 77
NW Klüfte	105	134±11	26±11	73	170 80
SW Klüfte	151	122±01	33±00	89	78 167
Alle Klüfte	644	2±09	99±11	83	140 50
Bäche 2∈3	55	155±11	95±02	60	125 35
See	2	180±np	130±np		
<b>Vierwaldstätter See alle</b>					
Klüfte	2348	168±01	83±00	85	126 36
Bäche 2∈3	206	168±01	102±02	67	135 45

Loc.	No.	Max.1	Max.2	Winkel	Winkelhalb.
<b>Obwaldner Talung</b>					
Alpnacher See					
Klüfte	218	132±06	55±11	78	93 4
Bäche	77	125±08	39±02	86	82 172
See	1		60±np		
Wichelsee					
Klüfte	85	114±12			
Bäche	56	107±14			
See	1		40±np		
Sarner See					
Klüfte	88	132±16			
Bäche	194	136±07			
See	1		42±np		
Lungerer See					
Klüfte	128	168±06	94±10	74	131 41
Bäche	21	103±11			
See	1		25±np		
<b>Obwaldner Talung alle</b>					
Klüfte	519	128±02			
Bäche	348	124±03	31±14	86	168 78
<b>Stauseen</b>					
Sihlsee					
Friherrenbg.Klüfte	65	136±14	32±21	76	174 84
Grosser Runs Klüfte	63	153±10	74±34	80	113 24
Steinbach Klüfte	63	176±10	83±18	86	40 129
Schräwald Klüfte	66	151±14	72±12	78	111 22
Euthal Klüfte	64	176±16	80±16	82	39 128
Unt. Teil Klüfte	63	169±16	94±19	76	131 41
Alle Klüfte	384	159±19	76±21	83	117 28
Bäche	250	160±02	62±0	82	21 111
Brüche, Region	7	175±15			
See	2	165±np	140±np		
Wägitaler See					
Unt. Teil Klüfte	102	134±10	50±13	84	92 2
SE-Ufer Klüfte	113	148±08	59±10	89	104 14
Alle Klüfte	215	142±09	55±08	87	98 8
Bäche 2∈3	104	144±20	62±02	82	103 13
See	2	148±np	15±np		
Klöntaler See					
Südufer Klüfte	126	161±09	84±07	77	122 32
Nordufer Klüfte	100	114±00	21±12	87	157 68
Alle Klüfte	226	175±09	96±06	80	136 46
Bäche ges.	145	161±05	58±09	76	19 109
See	2	95±np	60±np		
<b>Stauseen alle</b>					
Klüfte	825	157±06	79±07	80	119 29
Bäche	499	161±00	71±04	90	116 26
<b>Zentralschweiz alle oben</b>					
Klüfte	4609	163±00	80±00	83	122 32
Bäche	1273	155±00	67±00	88	111 21
<b>Nordschweiz</b>					
Klüfte (AES 1977)	reg	163±12	77±12	86	120 29
Bäche (AES 1979)	reg	155±np	75±np	80	115 25

Tab. 4.2 Auswertungen für Schweizer Alpenrandseen: Streich/Trendrichtungen von Klüften, Bächen und Seen

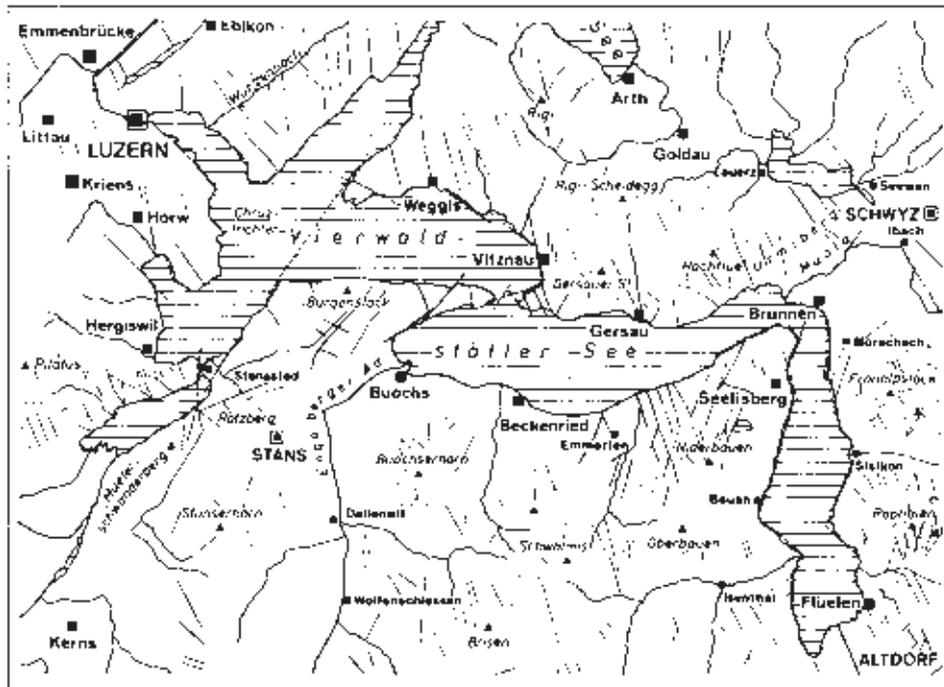


Abb. 4.1 Tektonisches Umfeld des Untersuchungsgebietes (HANTKE 1991)

Kalkalpen bilden ein Deckengebirge, dessen Gesteinspakete, „Decken“, seit dem jüngeren Tertiär um Dutzende von Kilometern aus dem Süden an und auf das Vorland im N überschoben worden sind. Nach ihrem Ablagerungsraum der Gesteine am N-Rand und am Abfall zum Ur-Mittelmeer = Tethys (nach der Schwester und Gattin des Okeanos der griechischen Mythologie) werden drei grosse Deckensysteme unterschieden: das helvetische am N-Rand der Tethys, das penninische der zentralen Tröge und das ostalpine am S-Rand der Tethys. Die helvetische Stammdecke wird in einzelne Decken, Teildecken und Schuppen unterteilt und nach typischen Lokalitäten benannt: in Glarner-, Mürtchen, Axen-Decke mit Bächistock- und Silberer-Decke und Drusberg-Decke.

Im Vorland liegen die Molasse-Ablagerungen. Diese sind am Alpenrand verschuppt, gegen das Mittelland gestaucht und dann flach gelagert. Bei ihrer Schüttung sind in den tektonisch entstandenen Alpentälern durch Bergstürze und Rufen Seen gestaut worden, die von Zeit zu Zeit ins Vorland ausgebrochen sind und dort im Laufe der Zeit gewaltige Schuttmassen aufgebaut haben.

Die Gliederung der Schichtabfolgen der helvetischen Decken wird in Tab. 1.2 (Seite 18) und jene der Molasse in Tab. 4.1 aufgezeigt. Bei der Betrachtung einer Karte der Zentralschweiz (Abb. 4.1) fällt auf, dass die Ausrichtung, das „Streichen“, der Seen E einer markanten Linie vom Brünig über Kehrsiten, Chiemen und weiter bis Rapperswil N-S und E-W verläuft, weiter W und weiter E, NW-SE und NE-SW.

Ferner sind Trend-Richtungen bei den Seen der einzelnen Gebiete von Bedeutung. Diese können leicht auf einer Karte gemessen werden. Bei den meisten Seen gibt es nur **einen** Trend: den der grössten Längserstreckung. Manche Seen, der Chrüztrichter oder der Zuger See, zeigen **zwei** charakteristische Richtungen. Die Trends wurden in den Kartenskizzen (Abb. 4.2–4.4 und 4.11) samt den Azimuten N > E eingetragen. In den Folgerungen wird sich zeigen, ob diese mit weiteren Strukturelementen etwas gemeinsam haben.

### 4.2.3 Klüftstellungsmessungen

Klüftstellungsmessungen erlauben Aussagen über die lokale Tektonik. Klüfte sind als kleine Spalten im Fels allgegenwärtig; meist zeigen sie sich am Aufschluss in mehreren Scharen, von denen eine flach („subhorizontal“) liegt, die anderen  $\pm$  steil („subvertikal“) stehen; dabei stehen zwei etwa im rechten

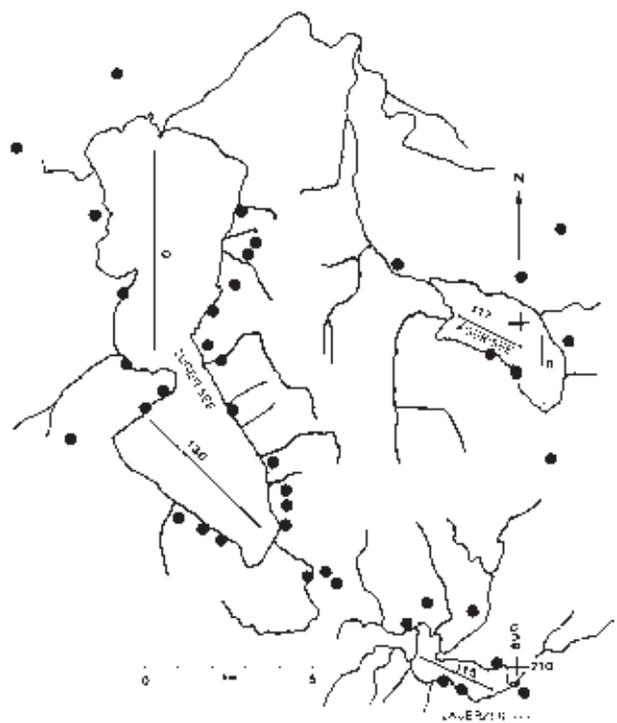


Abb. 4.2 Planskizze des Gebietes der Molasseseen mit Klüftmessstellen, Bächen und geologisch markanten Linien

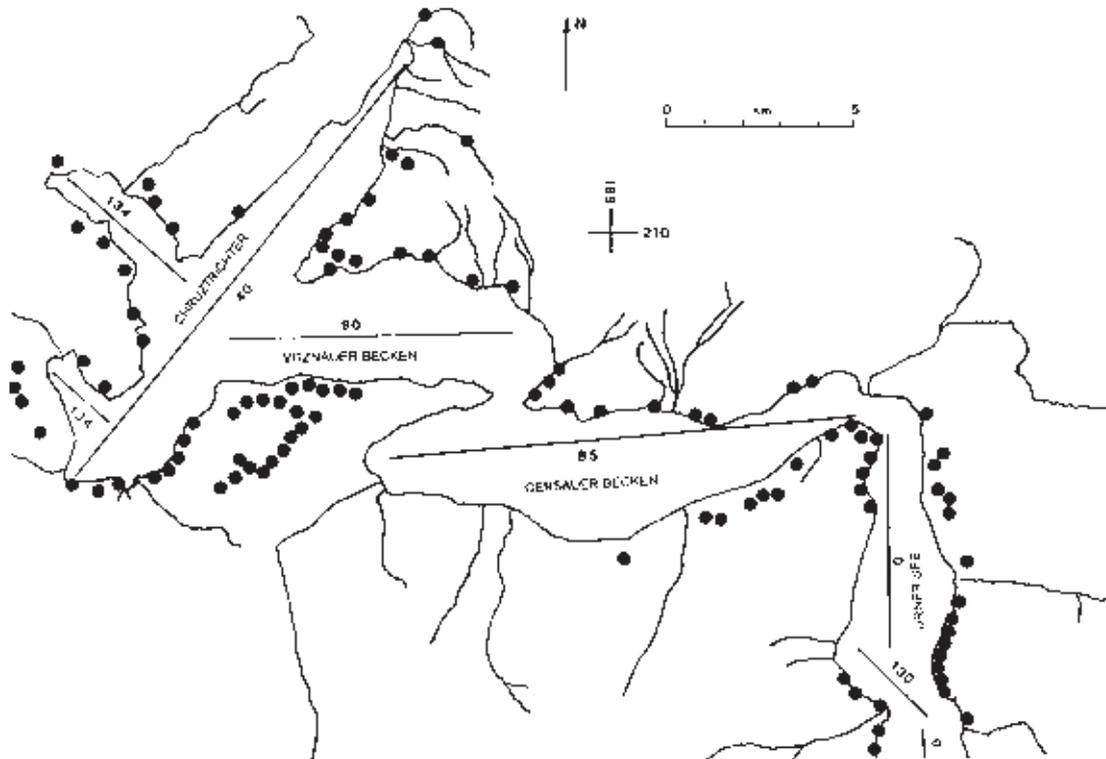


Abb. 4.3 Planskizze des Vierwaldstätter Sees mit Kluftmessstellen, Bächen und tektonisch markanten Linien

Winkel zu einander (Abb. 4.5–4.10). Die subhorizontale Schar entspricht der Schichtung; die subvertikalen Scharen sind durch das rezente tektonische Spannungsfeld erzeugte Miniatur-Scherbrüche. Diese mögen an der Oberfläche Entlastungsspuren zeigen, deuten aber dennoch Scherlinien des tektonischen Spannungsfeldes an (SCHEIDEGGER 1978, 2001). Für unsere Zwecke sind nur die subvertikalen

Kluftscharen von Interesse, da nur sie mit der Tektonik in Beziehung stehen. Die Regelmässigkeiten sind nicht absolut; sie müssen daher statistisch erfasst werden. So können Richtungsrosen für die Klüfte gezeichnet werden und die Maxima in den Diagrammen durch einfaches Markieren bestimmt werden (nicht-parametrische Methode, np). Die Auswertung kann für einzelne Aufschlüsse, für Gruppen von solchen und für ganze Seebereiche durchgeführt werden. Eleganter ist die Auswertung auf rechnerischer Basis nach der Methode von KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 1985). Dabei werden die zu einer Gruppe von subvertikalen Klüften bestpassenden Stellungen (Fallrichtung und Fallwinkel) unter der Annahme berechnet, dass sie Dimroth-Watson-Verteilungen, das heisst dem Kugeläquivalent der Gauss'schen Verteilung in der Ebene (WATSON 1970), entsprechen, deren Parameter bestimmt werden (parametrische Methode). Die bestpassenden Maxima werden als Max 1, 2 (und evtl. 3) bezeichnet. Für je zwei steil einfallende Kluftscharen lassen sich die Richtungen der Hauptspannungen des diese verursachenden Spannungsfeldes bestimmen: Sie sind die Winkelhalbierenden der Kluftmaxima. Meist sind zwei Maxima eindeutig bestimmt; bei einer Überprüfung der Streichrose ergeben sich manchmal nur ein Maximum oder gar mehr als zwei. Für die Bestimmung der Spannungsrichtungen werden dann jene zwei, die am deutlichsten sind, verwendet. Die Richtungen der Winkelhalbierenden, die tektonischen Hauptspannungsrichtungen, sind in Tab. 4.2 angegeben.

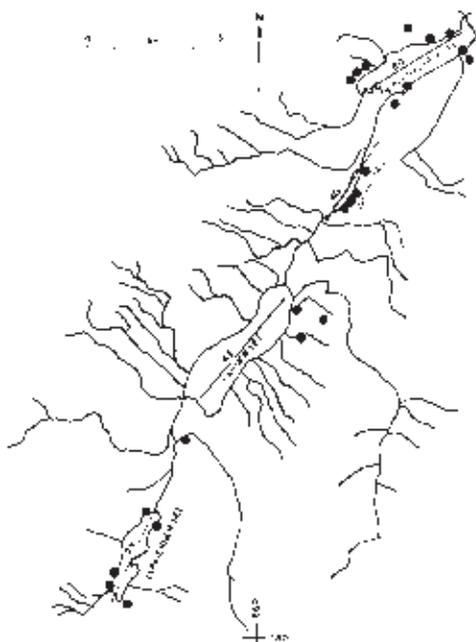


Abb. 4.4 Planskizze der Obwaldner Talung mit Kluftmessstellen, Bächen und geologisch markanten Linien

Zur Festlegung von Kluft-Stellungen werden die Fallrichtungen (Azimut im Uhrzeigersinn von N > E, Fallwinkel als Neigungswinkel zur Horizontalen, beide in Grad) angegeben; alle Rechnungen werden auf die Fallrichtungen bezogen, zur besseren Veranschaulichung werden die Streichrichtungen, d.h. die Richtungen der Schnittlinien der Kluftflächen mit der Horizontalen, verwendet, und Richtungsrosen für die Häufigkeitsverteilung der Streichrichtungen der steil stehenden Klüfte gezeichnet. Die numerisch berechneten Häufungsmaxima der Azimute der Streichrichtungen sind in Tab. 4.2 mit Vertrauensgrenzen ( $\pm$ ) angegeben, bei nicht-parametrischen Maxima mit  $\pm$  np.

Auf Grund der statistischen Auswertungen von Kluftstellungen ist es möglich,

1. festzustellen, ob Scharen existieren, und
2. ihre Richtungen und die dazu gehörigen Hauptrichtungen der neo-tektonischen Hauptspannungen zu bestimmen. Es ist dann zu untersuchen, ob sie mit anderen landschaftlich, geomorphologisch, bedeutsamen Richtungen korrelieren. Trifft dies zu, dann sind die Richtungen, wie jene der Klüfte, sehr wahrscheinlich **neo**-tektonisch vorgezeichnet.

#### 4.2.4 Richtung der Zuflüsse

Die Trend-Richtungen der Zuflüsse zu den Seen werden behandelt wie die Kluft-Streich-Richtungen. Da Fließgewässer nicht geradlinig verlaufen, sind ihre Läufe zu digitalisieren, d.h. aus Karten herauszuzeichnen (Abb. 4.2–4.4 und 4.11), in Abschnitte zu unterteilen und deren Richtungen (Azimut N > E in °) zu messen. Wegen ihrer fraktalen Struktur sind Kartenmassstab und Digitalisationsschritte belanglos. Die Zuflüsse zu jedem See werden zusammengefasst und wie die Klüfte statistisch ausgewertet. Bei Seen-Ketten ist als Zufluss des unteren Sees der Abschnitt des Fließgewässers bis zu seinem Austritt aus dem nächstoberen gewertet worden, also die Lorze als Zufluss zum Zuger See bis zu ihrem Austritt aus dem Ägerisee; dabei sind die Austritte nicht mehr in die Betrachtung einbezogen worden. Wegen der im Vergleich zu Klüften geringen Zahl an Eingabedaten konnten bei den Seen keine Unterteilung in einzelne Gebiete vorgenommen werden (z. B. NW-Ufer), sondern nur ihre gesamten Einzugsgebiete behandelt werden.

Die Auswertungen sind wie bei den Klüften erfolgt: Es können wieder nicht-parametrische Trend(Streich)-rosen gezeichnet und Maxima durch Prüfung bestimmt oder wieder die Methode von KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 1985) angewendet werden. Dabei wurde mit Fallrichtungen entsprechender Polrichtungen gerechnet; da es bei Bächen nicht sinnvoll ist, von „Fallen“ zu sprechen, wurden **nur** Streichrichtungen (Tab. 4.2) aufgelistet.

### 4.3 Molasseseen

Im Molasse-Vorland liegen Ägerisee, Lauerzer und Zuger See (Abb. 4.2).

#### 4.3.1 Ägerisee

Die S-Seite des Ägerisees (Abb. 4.2) ist durch die Molasserippe Schornenboden und die Scherstörungen um Schornen–Tschupplen vorgezeichnet. Das W-Ende folgt dem Streichen zwischen der Höhronen-Schuppe im Wiler- und Mitteldorfer Berg im N und der St. Jost (=Grindelegg)-Schuppe der Brandflue im S. Tektonisch zeichnen sich beim Ägerisee zwei Richtungen ab: N–S im E und N117°E im W.

Im Bereich des Ägerisees wurden an acht Stellen in der Unteren Süßwassermolasse (USM) **Kluftstellungen** gemessen, vier davon auf der N-Seite des Sees in Sandstein- und Nagelfluhbänken, zwei am S-Ufer, an der Nase am Strandweg vom Hauptsee gegen W, wiederum in Nagelfluh, und in Tobeln im mergeligen Abhang, an dem sich Klüfte erkennen liessen. Ferner waren eine Sandsteinwand am W-Ausgang von Unterägeri und ein Aufschluss am Durchbruch der Nagelfluh bei der Schornen-Letzi zugänglich (Abb. 4.2).

Die zum morphologischen Vergleich herangezogenen Bäche sind in Abb. 4.2 aufgezeigt: auf der N-Seite deren zwei, auf der S-Seite ein Bach mit Verzweigung.

#### 4.3.2 Lauerzer See

Der Lauerzer See, einst Teil des Vierwaldstätter Sees (HANTKE 1991:182ff), verdankt, wie andere seiner Becken, die Entstehung landschaftsgestaltender Tektonik. Nach dem eiszeitlichen Abschmelzen des Eises wurde die ehemalige Verbindung zwischen Vierwaldstätter und Lauerzer See durch Murfächer von Mythen, Ibergereg und den Schuttfächer der Muota unterbrochen. Der Trend des Lauerzer Sees verläuft N115°E.

Um den Lauerzer See wurden Kluftstellungen an sieben Aufschlüssen gemessen (Abb. 4.2), vier am N-Ufer in der Rigi-Nagelfluh (USM), drei am S-Ufer in Stad-Mergeln, Kieselkalk und Nummulitenkalk.

Die zur morphotektonischen Studie verwendeten Bäche sind in Abb. 4.2 wiedergegeben. Trotz der Kleinheit des Sees ist sein Einzugsgebiet bedeutend.

#### 4.3.3 Zuger See

Geologisch verdankt der Zuger See seine Entstehung dem gegen N zunehmend stärkeren Auseinanderklaf-



Abb. 4.5 Messstelle Baumgarten

fen der Nagelfluh-Schüttungen von Rigi und Rossberg. Schon in Goldau zeichnet sich eine Scherstörung ab. Analoge Störungen finden sich auf den Halbinseln Chiemen und Buonas sowie im Seegrund. Im Zuger See zeichnen sich mindestens zwei Trendrichtungen ab: N–S und N130°E (OTTIGER et al. 1990K).

**Kluftmessungen** wurden an 27 Aufschlüssen (Abb. 4.2) vorgenommen: Am **NE-Ufer** zwischen Zug und Lothenbach an sieben Stellen im Sandstein der Oberen Meeresmolasse (OMM), im Granitischen Sandstein und Sandstein mit und ohne Nagelfluhbänken der Unteren Süswassermolasse (USM), am **SE-Ufer** an fünf Aufschlüssen um Walchwil im Granitischen Sandstein und in der Kalk-Nagelfluh der USM sowie in den Grisiger Mergeln der Unteren Meeresmolasse (UMM). Am **NW-Ufer** wurden an drei Stellen zwischen Steinhausen und Freudenberg Klüfte in Sandsteinen der Oberen Süswassermolasse gemessen. Zwischen **Risch und Baumgarten (Chiemen)** boten sich fünf Stellen zu Kluftmessungen in Sandstein und Nagelfluhbänken der USM an. Am **SW-Ufer** fanden sich zwischen Immensee und Nasegg vier zu Messungen verwendbare Aufschlüsse in der USM, in Sandstein, Nagelfluh und Mergel. Am S-Ende des Sees waren deren drei bei **Goldau** in der USM-Nagelfluh verwertbar.

Die zu Richtungsstudien herangezogenen Bäche sind in Abb. 4.2 dargestellt. Die meisten finden sich an der E-, nur wenige an der W-Seite. Die Lorze wurde vom Ausfluss aus dem Ägerisee bis zum Eintritt in den Zuger See in Betracht gezogen.

## 4.4 Vierwaldstätter See

### 4.4.1 Einleitung

Der Vierwaldstätter See nimmt unter den Alpenrandseen eine zentrale Stellung ein. Er erstreckt sich vom Urner See über das Gersauer und Vitznauer Becken zum Chrüztrichter mit den sternförmig ausstrahlenden

Armen von Küssnachter und Luzerner See und der Hergiswil-Horwer Bucht. Die Abgrenzung gegen den Lauerzer und Zuger See ist etwas willkürlich; die Schwelle der Hohlen Gasse bei Immensee zum Zuger See und die Schwellen zum Lauerzer See sind jüngeren Datums. Der Alpacher See wird hier zu den Seen der Obwaldner Talung gerechnet. Die Arme des Vierwaldstätter Sees entsprechen in Ausdehnung und Bedeutung den Molasseseen und den Seen der Obwaldner Talung.

Die Richtungen der Arme des Vierwaldstätter Sees: Küssnachter und Luzerner See und Hergiswiler Bucht streichen  $\pm$  NW–SE oder NE–SW; Vitznauer und Gersauer Becken  $\pm$  N–S und E–W. Der Urner See verläuft nur scheinbar N–S; er ist aus Stücken zusammengesetzt, die von der N–S-Richtung abweichen. HANTKE (1987b, 1991) hat am Vierwaldstätter See Lineamente festgehalten (Abb. 4.1).

### 4.4.2 Chrüztrichter und seine Arme

#### *Einleitung*

Vom Chrüztrichter erstrecken sich mehrere Arme ins Molasse-Vorland, so dass diese an die Molasseseen anschliessen. Es zeichnen sich zwei charakteristische tektonische Richtungen: Eine N40°E ist durch eine Gerade von Stansstad bis Küssnacht bestimmt, die andere N134°E durch parallele Richtungen des Luzerner Sees und der Horwer Bucht.

#### *Küssnachter Arm*

Der Küssnachter See liegt in einer aufgebrochenen Antiklinale zwischen der Rigi-Schuppe und der steil stehenden, aufgerichteten Molasse der Kette zwischen Luzerner und Zuger See. Wie bei den meisten tektonischen Störungen in der Molasse lassen sich auch die Querstörungen am Küssnachter Arm nicht durch an Rutschharnischen betastbare Scherflächen belegen. Ihre Existenz ist aber durch Scherflächen bedingte Täler belegt und steht durch die Verstellung der Molasse-Abfolge ausser Zweifel (BUXTORF & KOPP 1944).



Abb. 4.6 Messstelle Hergiswiler Bucht

Von den zu **Kluftmessungen** besuchten Aufschlüssen (Abb. 4.3) liegen acht auf dem E-Ufer zwischen Küssnacht und Hertenstein, bei Küssnacht noch eine in verkitteten eiszeitlichen Schottern und im aquitanen Sandstein, zwischen Greppen und Eggisbüel in den Grisiger Mergeln, rezentem Quelltuff auf einer Unterlage von USM-Nagelfluh und Weggiser Kalksandstein; am W-Ufer wurde an einer Stelle in der USM bei Meggen gemessen.

#### *Luzerner See*

Der Luzerner See verdankt seine Anlage  $\pm$  senkrecht zur Streichrichtung laufenden Querstörungen.

**Kluftmessungen** wurden an acht Stellen (Abb. 4.3) vorgenommen, vier am NE-Ufer zwischen Luzern und Meggenhorn in Sandsteinen und Nagelfluh der aquitanen USM, in Luzern in der OMM beim Löwendenkmal, drei lagen zwischen Luzern und St. Niklausen, in Bunter Nagelfluh und Sandsteinen der aquitanen USM.

#### *Horwer Bucht*

Die Horwer Bucht verdankt ihre Entstehung Querstörungen. Das Seewligrat-Gewölbe entspricht jenem des Mueterschwanderberg. Das verlandete Seestück von Buochs nach Stans und seine Fortsetzung ins Drachenried entsprechen der Trennung zwischen Silber- und Drusberg-Decke (HANTKE 1961a).

**Kluftstellungen** wurden an 19 Aufschlüssen gemessen (Abb. 4.3). Die ersten fünf Messungen wurden im Kieselkalk von Kehrsiten-Dorf nach Stansstad vorgenommen, die nächsten drei zwischen dem Ausfluss des Alpacher Sees und Hergiswil, weitere an der Horwer Bucht, ihrer drei zwischen Utohorn und dem Winkel in Horw in aquitaner Bunter Nagelfluh und Kalksandstein der USM und vier über dem W-Ufer der Horwer Bucht in Mergeln, Kalksandstein, Molasse Rouge und Grisiger Mergeln.

#### *Bachtrends*

Die Richtungen der Zuflüsse konnten nur für den ganzen Chrüztrichter, nicht aber für einzelne Teile berechnet werden, da sich nur wenige Richtungsdaten ergaben.

### 4.4.3 Vitznauer Becken

Das Vitznauer Becken liegt zwischen der helvetischen Bürgenstock-Kette und der gegen S knickartig steiler einfallenden Rigi-Molasse-Schuppe. Die Halbinsel Hertenstein ist an einer Blattverschiebung weiter nach NW und zugleich tiefer gesetzt worden. Analoge Verschiebungen sind von der NW-Seite des Küssnachter Sees bekannt (BUXTORF & KOPP 1944). Sie zeigen, dass auch die steilstehende und aufgerichtete Molasse zwischen der Luzerner Bucht und dem Zuger See ana-



Abb. 4.7 Messstelle Seewligrat

logen Verscherungen unterworfen waren. Im Seedurchbruch zwischen den Nasen zeichnet sich ein komplementär wirkendes Grenzblatt ab. Dabei blieb die Bürgenstock-Kette im SW zurück. Zwischen Stans und Stansstad verlaufen erneut Grenzblätter. Der Mueterschwanderberg blieb gegenüber dem Bürgenstock im S in tieferer Position zurück. Im Rotzloch-Durchbruch liegt erneut eine komplementäre Störung vor. Da sich durch solche Grenzblätter, Blattverschiebungen in den Decken, am Alpenrand ein Streckungseffekt ergibt, hat sie BUXTORF (1913K, et al. 1916K) „Streckungsbrüche“ genannt. Der **Richtungstrend** des Sees ist E–W.

Für **Kluftmessungen** am Vitznauer Becken ist die **N-Seite** zwischen Hertenstein und Ober Nas gut zugänglich; an ihr wurden 13 Stellen eingemessen (Abb. 4.3); sieben zwischen Hertenstein und Hinter Lützelau in Sandstein, Kalk-Sandstein und Nagelfluh der USM, drei am Abhang der Rigi ob Vitznau in der Rigi-Nagelfluh und drei zwischen Vitznau und Ober Nas im Helvetischen Kieselkalk und im Schrattekalk.

Auf der **S-Seite** ist das Ufer nur teilweise zugänglich oder besteht aus Hangschutt. Die dem See am nächsten gelegenen Aufschlüsse finden sich am Bürgenstock (Abb. 4.3). Die zehn Messstellen lagen im alttertiären Assilinen-Grünsandstein, im Seewer Kalk, im Schrattekalk, in der Garschella-Formation und im Nummulitenkalk.

**Bachrichtungen** wurden wieder nur für das gesamte Becken berechnet: Im S ergaben sich am Bürgenstock keine Richtungstrends; messbare Bäche entwässern zum N-Ufer (Abb. 4.3).

### 4.4.4 Gersauer Becken

Das Gersauer Becken bildete sich zwischen dem Seelisberg-Stirngewölbe der Drusberg-Decke und den von ihr an den Alpenrand geschleppten Schuppen der Axen-Decke. Dabei entspricht die tiefere, die Hoch-



Abb. 4.8 Messstelle Wand Gersau

flue-Schuppe, der Bächistock-Decke, die höhere, die Urmi-Schuppe, der Silbernen-Decke. Bei Gersau wurde die westliche Fortsetzung von Urmi- und Hochflue-Schuppe an einem Grenzblatt nach NW verfrachtet, wo sie auf Urmi und im Gersauer/Vitznauer Stock vorliegen. Ein weiteres, gleichsinnig verstellendes Grenzblatt zeichnet sich in der Schibenen-Störung ab. Das Imseli wurde nach NW vorgeschoben. Der **Trend** des Gersauer Beckens ist erneut ungefähr E–W (N85°E).

**Kluftmessungen** am Gersauer Becken (Abb. 4.3) wurden am **N-Ufer** von Brunnen bis zur Unter Nas an elf Stellen in Schrattekalk, Drusberg-Schichten, Kieselkalk, Echinodermenkalk und Brisi-Sandstein vorgenommen. Zwischen Ennetbürgen und Nas wurden Klufttrichtungen an vier Stellen, im Assilinen-Grünsandstein, in Knollenschichten der Garschella-Formation, im Schrattekalk und im Kieselkalk, gemessen.

Der Seewligrat und seine Fortsetzung gegen E können als „**Pseudo-N-Ufer**“ des Gersauer Beckens betrachtet werden, da der See noch im Spätglazial von Ennetbürgen nach Stansstad gereicht hat. Zehn für Kluftmessungen brauchbare Aufschlüsse fanden sich im Seewer Kalk, im Brisi-Kalk der Garschella-Formation und im Schrattekalk.

Am **S-Ufer** wurde an elf Stellen von Treibport bis Emmeten im Kieselkalk, Schrattekalk und Seewer Kalk gemessen.

**Bachrichtungen** wurden für das gesamte Gersauer Becken berechnet. Nur wenige Bäche entwässern die N-Seite, mehrere, längere die S-Seite.

#### 4.4.5 Urner See

Der S-Teil des Urner Sees liegt in der Axen-Decke, der N-Teil in der Drusberg-Decke. Ihre Gesteine bestehen vorwiegend aus Kalken der Kreidezeit mit transgredierendem Alttertiär. Es ist daher sinnvoll, den N und den S beider Seeufer gesondert zu betrachten. Zwischen dem E- und dem W-Ufer des Sees liegen Grenzblätter, die eine sinistrale (nach links erfolgte) Verstellung von 700 m bewirkt haben. Dies äussert sich am Alpenrand in einem Schmälerwerden des Hochstuckli-Flyschs gegen SW, in einem solchen der Rigi-Molasse gegen E und im Ausbleiben der Urmi-Schuppe, die am Chaiserstock, senkrecht zum Kettenstreichen, als Silbernen-Decke wieder einsetzt (HANTKE 1961a). Entsprechend zeichnen sich für den Urner See **zwei tektonische Richtungen** ab: Die Hauptrichtung verläuft N–S; eine Nebenrichtung mit Trend N130°E folgt dem Versatz.

Die für **Kluftmessungen** untersuchten 17 Aufschlüsse am **E-Ufer** lagen am „Weg der Schweiz“. Die NE-Region (Brunnen–Sisikon) lieferte sieben: im Schrattekalk und Brisi-Kalk; die SE-Region (Flüelen–Gruonbach–Sisikon) deren zehn: im Stad-Mergel und Flysch, Kieselkalk des S-Lappens der Axen-Decke und in Betlis-Kalk, Kieselkalk, Echinodermenkalk, Drusberg-Schichten und Schrattekalk des N-Lappens.

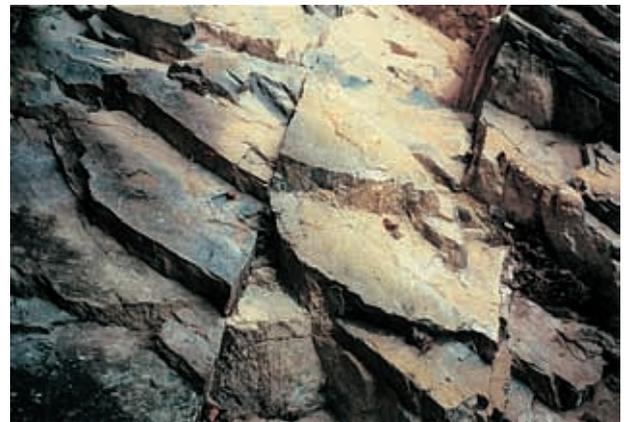


Abb. 4.9 Messstelle Tellsplatte

Am **W-Ufer** bot der „Weg der Schweiz“ eine NW-Region mit fünf Aufschlüssen zwischen Rütli und Schattenhalb an der Breitlohn im Kieselkalk und eine SW-Region von Isleten bis Bauen mit sieben Aufschlüssen: in Kieselkalk, Schrattekalk, Betlis-Kalk, Drusberg-Schichten und Orbitolinenschichten.

An **Bächen** der steilen Seeufer boten sich nur wenige auswertbare Messungen an.

## 4.5 Seen der Obwaldner Talung

### 4.5.1 Einleitung

Die Obwaldner Talung liegt nahezu auf einer geraden Linie, die sich in einer Serie von Staffelbrüchen vom Küssnacher Becken im NE mit einem Azimut von N30°E bis zum Brünig im SW erstreckt. Sie schliesst eine Reihe von Seen ein: Alpnacher See, Wichelsee, Sarner und Lungerer See (Abb. 4.4).

### 4.5.2 Alpnacher See

Der Alpnacher See wird auf der NW-Seite vom Pilatus mit Klimeshorn-, Esel- und Matthorn-Schuppe, auf der SE-Seite von Rotzberg und Mueterschwanderberg, dem Bürgenstock-Element, begrenzt (Abb. 4.4) mit helvetischen Schichtfolgen vom Betlis-Kalk bis in die eoänen Stad-Mergel. Die Überschiebungsfläche ist am Esel gut sichtbar. Da die Schichten steiler einfallen als der Hang, finden sich die jüngsten Glieder morphologisch zuerst, bei Alpnachstad. Der See liegt NW einer Deckentrennung, die vom Rotzberg entlang dem Bürgenstock zum Chrüztrichter verläuft und, abgewandelt, sich in den Küssnacher See fortsetzt (Abb. 4.4). Sein SE-Ufer wird durch den Steilabfall des Mueterschwanderberg im Hinterbergwald gebildet; am unteren Seeende zeigt sich ein Durchbruch durch den Lopper-Schiltgrat. Auch der Lopper fällt steil zum See ab; weiter im SW folgt eine Alluvialebene, dann der Abhang des Pilatus. Auf der SE-Seite durchbricht die Rotz-Schlucht den Rücken Rotzberg–Mueterschwanderberg und ermöglicht eine Entwässerung des Drachenried zum Alpnacher See. Die **Längsachse** des Alpnacher Sees (Trend N60°E) ist etwas verdreht zu jener der Obwaldner Talung, was mit der Tektonik zusammenhängt.

Die ersten drei **Kluftmessstellen** (Abb. 4.4) lagen bei Alpnachstad, in den Stad-Mergeln hinter dem Parkplatz beim Bahnhof und am Ende eines in den Wald führenden Karrenweges, ihrer drei am N-Ufer, 500 m W der Hellegg, bei der Telliegg und bei Rengg im Telliwald, weitere am S-Ufer des Seeendes an einer steilen Kalkwand unterhalb des Hinterberg-Waldes und in der Rotz-Schlucht. Diese bietet oben einen flachen Eingang, dann ein Steilstück mit Wasserfällen und einer Karsthöhle, dem Rotzloch, und einen engen Ausgang zum Alpnacher See. Kluftstellungen wurden an den Schlucht-Enden gemessen.

Die **Zuflüsse** erfolgen hauptsächlich von W und N.

### 4.5.3 Wichelsee

Der Wichelsee zwischen Alpnacher und Sarner See schmiegt sich an den Steilabfall des Plateaus von

Kerns an. Dieses setzt sich im Mueterschwanderberg und E der Scherung von Stans–Stansstad in den Bürgenstock fort. Aufgrund der geometrischen Stellung, der Fazies und der Transgressionen bekundet dieses Randketten-Element ein Äquivalent der Silberendecke, des höchsten Teilelementes der Axen-Decke (HANTKE 1961a, 1987b). Der **Trend** (N40°E) des Wichelsees liegt nahe jenem der Obwaldner Talung.

Für **Kluftmessungen** gestaltet sich der Zugang durch die steil abfallende Felswand zum E-Ufer des Sees schwierig. Ein Wanderweg führt von Sibeneich an steilen Felsen zum Ufer; auf halber Höhe wurde eine Stelle eingemessen. Im feuchten Uferstreifen mit Zufahrt von Sarnen her, trifft der Weg ans Ufer; am oberen Seeende konnten beim Zugang zu einem Felsbunker Klüfte eingemessen werden. Der Uferweg verliert sich unterhalb der Felswand im Landstreifen gegen N, wo erneut Klüfte gemessen wurden. Ein verwertbarer Aufschluss fand sich bei Etschi an einer Strassenkehre von Sibeneich nach Alpnach.

Zu Messungen auswertbare **Zuflüsse** bilden jene zur Sarner Aa zwischen Wichel- und Sarner See.

### 4.5.4 Sarner See

Den Untergrund des Sarner Sees bilden die helvetischen Decken, die Drusberg-Decke und an den Alpenrand verfrachtete Schuppen der Axen-Decke. Diese wurden auf Flysch und subalpine Molasse aufgeschoben; in der Mulde liegen penninischer Flysch und die Obwaldner Klippen. Die Talung ist durch die Tektonik vorgezeichnet.

1986 ereignete sich oberhalb Giswil ein Erdbeben, das die Tote forderte und die Brünigbahn- und -strasse für Wochen unterbrach. Ein Besuch mit Walter Kyburz zeigte, dass die Drusberg-Decke in instabilem Gelände gegen NW abtaucht; der Sarner See liegt in einer Mulde und einem tektonischen Lineament. Im Rutschgebiet ob Giswil sind Wang-Schichten, sandig-siltige Ablagerungen der obersten Kreide, und transgredirender Nummulitenkalk beteiligt. Die **Richtung** (N42°E) des Sarner Sees liegt nahezu in der Richtung der Obwaldner Talung.

Um **Kluftstellungen** zu messen, wurde der Sarner See umrundet (Abb. 4.4). Seenahe Aufschlüsse existieren nur bei Giswil-Flüe: gebankter Kalk am Rande einer engen Klus und bei Sarnen am Seeweg von Sarnen nach Sachseln, nahe des Brünigbahn-Trasses: Stad-Mergel. Am E-Ufer fanden sich an der Strasse Sachseln–Flüeli zwei Aufschlüsse 1–2 km entfernt vom Ufer: beim Felsenheim ob Sachseln (Kalk) und wenige hundert Meter weiter gegen Flüeli bei der Salzbrunnenbruck, in dessen Tobel Seewer Kalk ansteht. Sonst bilden Alluvionen das

Ufer; im W besteht es bis hoch hinauf aus Rufen- und Sackungsschutt, so dass Felsaufschlüsse fehlen.

Das Einzugsgebiet des Sarner Sees ist bedeutend (Abb. 4.4), so dass sich viele Richtungsdaten von Bächen gewinnen liessen.

#### 4.5.5 *Lungerer See*

Die helvetische Drusberg-Decke bildet den Untergrund. Diese wurde teils auf Flysch und subalpine Molasse überschoben; auf N-penninischem Schlieren-Flysch schwimmen die mittelpenninischen Obwaldner Klippen. Die **Richtung** (N25°E) des Lungerer Sees entspricht generell jener der Obwaldner Talung, ist aber etwas gegen E–W verdreht.

Aufschlüsse für **Kluftmessungen** fanden sich rund um den See (Abb. 4.4): an der Nas bei Mülibach im Diphyoides-Kalk, im Wald oberhalb Kaiserstuhl, am Seeende bei Bürglen in den Drusberg-Schichten, im Schwendlerwald und bei den Diessenbachfällen im Diphyoides-Kalk und am Fusse des Kirchhügels von Lungern im Malm-Kalk.

In Anbetracht der Kleinheit des Lungerer Sees finden sich nur wenige **Zuflüsse**.

### 4.6 **Alpenrand-Stauseen im Nordosten der Zentralschweiz**

1908, 1924 und 1937 wurden zur Elektrizitätsgewinnung der Klöntaler See, der Wägitaler See und der Sihlsee aufgestaut. Ihre Vorläufer waren im Spätglazial bis auf einen Rest oder gar ganz verlandet. Doch existierten wohl schon in den Zwischeneiszeiten Seen, deren Gestalt von der heutigen nur wenig abwich.

#### 4.6.1 *Klöntaler See*

Der Klöntaler See liegt streng nicht mehr in der Zentralschweiz, doch in den Kalkalpen mit helvetischen Schichtfolgen, in einem stirnnahen Aufbruch der Axen-Decke, die in der Twiren–Dejenstock-Kette im N des Sees auf Gleithorizonten (Mergel) im Malm (Schilt-Schichten) und im untersten Dogger (Mols-Member) vorgeglitten ist. Spätglaziale und ältere, begrabene Bergstürze vom Glärnisch-Gleiter zwischen Vrenelisgärtli und Vorder Glärnisch sowie von E des Dejenstock haben den See aufgestaut.

Kluftstellungen wurden an elf Stellen gemessen und mit den zufließenden Bächen in Abb. 4.11 eingetragen. Am S-Ufer befanden sich zwei beim Gessner-Denkmal und am Bärentritt im Dogger-Echinoder-

menkalk, die übrigen vier bei der Bachmündung P. 854, beim Wissen Brunnen, in der Bucht P. 854 und am Seeende im Quintner Kalk (Malm). Am N-Ufer lagen die Stellen bei Glarner Rueggis im versackten Öhrli-Kalk, beim Hinter Ruestelchopf, bei der Schutzhütte in versackten Zementsteinschichten und beim Vorder Ruestelchopf im Seewer Kalk der unter der Mürt-schen-Decke liegenden Glarner Decke.

#### 4.6.2 *Wägitaler See*

Der Wägitaler See liegt in einer bedeutenden SSW–NNE-verlaufenden Scherzone in der Drusberg-Decke zwischen Rederten-Element im E und dem E-Rand des Drusberg-Elementes. Durch den mächtigen Wägitaler Flysch wurden die Aubrige im N des Sees beim Vorgleiten als über dem Glärnisch abgescherte Silberer-Decke an den Alpenrand verfrachtet.

Kluftorientierungen wurden an elf Stellen gemessen und mit zufließenden Bächen für die Orientierungsstudie in Abb. 4.11 eingetragen. Ihrer fünf am nördlichen See lagen im Seewer Kalk an der W- und E-Seite der Staumauer und bei Innerthal, bei der Schlierenbach-Mündung und beim Stockbügel im Wägitaler Flysch, sechs ebenfalls, an der Sännegg und im Blattli, ob Zigen und beim Vorder Bruch in Amdener Schichten und beim Hinter Bruch und beim Hundsloch im Brisi-Kalk.

#### 4.6.3 *Sihlsee*

Der Sihlsee liegt in einer Scherstörung der Einsiedler Schuppenzone. Diese besteht aus in einer Frühphase vom Substrat abgefahrenen Paketen von Oberkreide/Alttertiär-Gesteinen, die auf ebenfalls dachziegelartig verschuppte subalpine Molasse mit Friherrenberg, Vogelherd und Wannengütsch aufgeschoben worden sind.

Die mehrfache Wiederholung von Amdener Schichten (Oberkreide), transgredierendem Nummulitenkalk mit



Abb. 4.10 Messstelle im Wägitaler Flysch

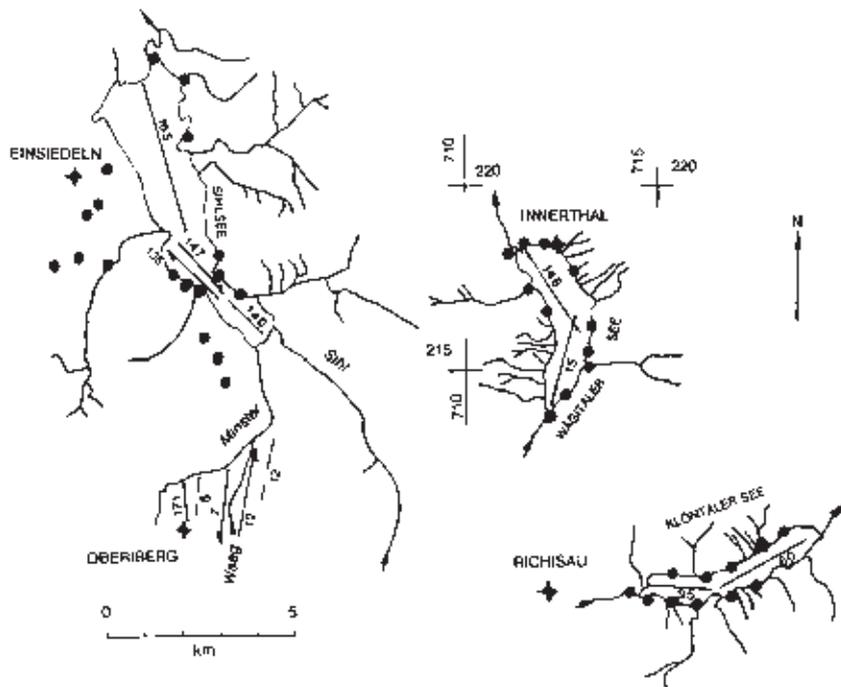


Abb. 4.11 Planskizze der Stauseen mit Kluftmessstellen und Bächen

Grünsandstein und Stad-Mergeln, die gegen oben Sandsteinbänke aufnehmen, sind an der Strasse von Chälen zum Amselspitz gut aufgeschlossen. Dieser liegt in aufgeschobenem Wägitaler Flysch (Obere Kreide-Alttertiär) und ist für die weichen Landschaftsformen bezeichnend. An der Butziflue wird der Wägitaler Flysch erneut von Wang-Schichten und Nummulitenkalk überschoben.

Am mittleren Sihlsee fanden sich auf der W-Seite drei Messstellen an Nummulitenkalk-Wänden N von Steinbach. Am oberen Seende liegen Sackungshänge vor. Erst am seeparallelen Kamm, im Schrähwald, konnte im Wägitaler Flysch gemessen werden. Am NE-Ufer bei **Euthal** boten Nummulitenkalk-Wände drei Messstellen. Im unteren Seeteil wurde an drei Stellen gemessen: an einer Nagelfluhrippe der USM N von Willerzell, in kreuzgeschichteten Sandsteinen der USM bei Langrüti und an der Kalksandstein-Wand unterhalb der Staumauer.

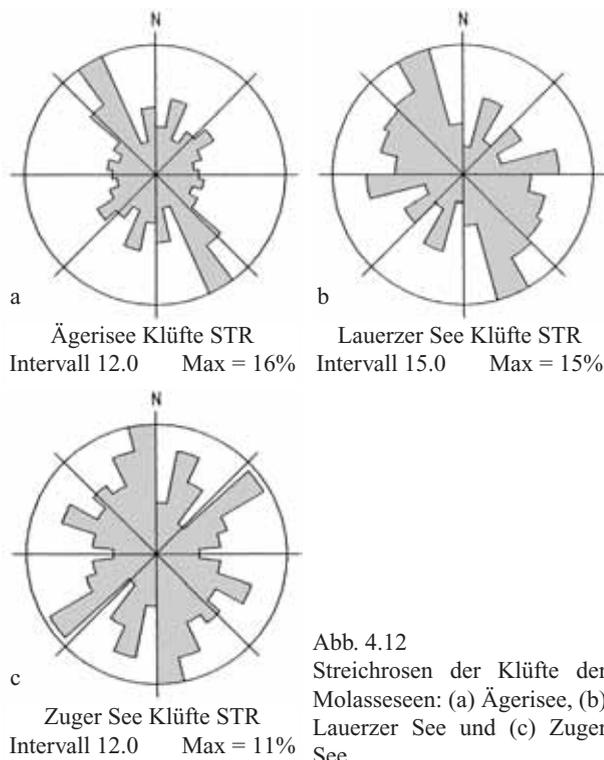


Abb. 4.12 Streichrosen der Klüfte der Molasseseeen: (a) Ägerisee, (b) Lauerzer See und (c) Zuger See

## 4.7 Morphotektonische Betrachtungen

### 4.7.1 Allgemeines Resultat

Die Auswertungen erfolgten nach KOHLBECK & SCHEIDEGGER (1977, 1985) und meist unter Annahme zweier Dimroth-Watson-Verteilungen (Tab. 4.2). Manchmal war nur eine Verteilung sinnvoll, dann fehlt in Tab. 4.2 das 2. Maximum; oder es wurden drei Verteilungen vorausgesetzt, aber nur zwei für die Interpretation verwendet und durch das Symbol  $2 \in 3$  am Zeilenende angedeutet. Die Vertrauensgrenzen der Resultate sind mit  $\pm$  angegeben; bei nicht-parametrisch gewonnenen Werten steht  $\pm np$ . Eine Durchsicht der Tab. 4.2 zeigt, dass die Auswertungen für **alle Klüfte** sowie für **alle Bäche** der ganzen Region (Trendrosen in Abb. 4.22a und 4.22b) meist die **Schweizer Richtungen** ergeben (SCHEIDEGGER 1977, 1979). Auch für Teilregionen (Abb. 4.20 und 4.21) ergeben sich mit wenigen Ausnahmen überall den **schweizerisch-europäischen** übereinstimmende Verhältnisse (SCHEIDEGGER 1977,

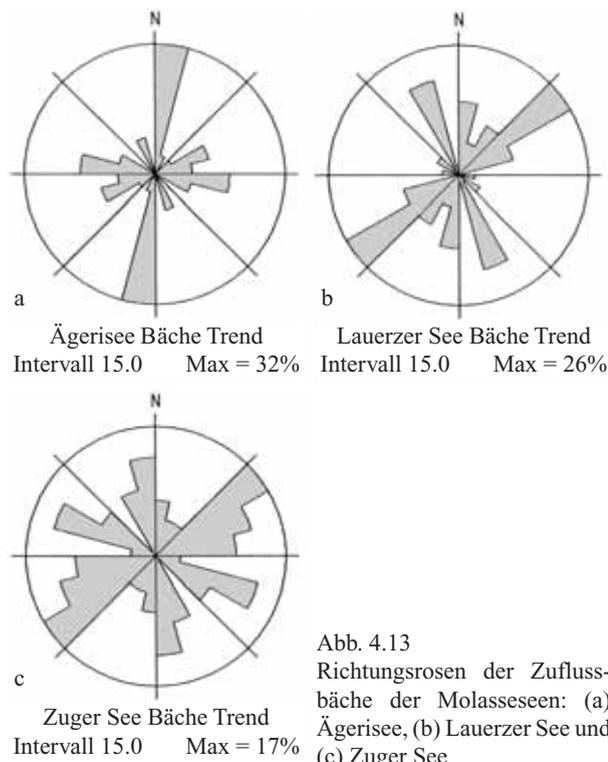


Abb. 4.13  
Richtungsrosen der Zufluss-  
bäche der Molasseseen: (a)  
Ägerisee, (b) Lauerzer See und  
(c) Zuger See

1995): eine Hauptspannung (meist P) zwischen 110° und 145° (N>E).

#### 4.7.2 Molasseseen

Daten und Auswertungen zeigen für die Zentralschweizer **Molasseseen** (Abb. 4.12 und 4.13) individuelle Kluft- bzw. Bachtrendrosen; jene für das Gesamtgebiet (Abb. 4.20a und 4.21a), gegenüber den „normalen“ Umständen für die Schweiz, ein etwas verdrehtes Resultat: Die Hauptspannungen verlaufen N–S und E–W, statt NW–SE und NE–SW. Die Resultate für den **Zuger See** scheinen etwas unbestimmt. Eine genauere Betrachtung der **Klüfte** zeigt, dass diese am NE-Ufer eng an jene von **Lauerzer See** und **Ägerisee** anschliessen. Die übrigen Teilresultate zeigen aber eher einen Anschluss an die Klüfte der restlichen Alpenrandseen. Die Auswertung für den Zuger See wurde daher noch **ohne** die Klüfte im NE vorgenommen; dann sind die Resultate identisch mit denen am Vierwaldstätter See und in der Obwaldner Talung.

#### 4.7.3 Vierwaldstätter See

Für den **Chrüztrichter** ergeben sich Übereinstimmungen der Kluftscharr-Richtungen in allen Armen mit einer Hauptspannungsrichtung zwischen 109° und 123°; dies entspricht genau einer der europäischen. Eine Auswertung aller Klüfte um den Chrüztrichter ist daher sinnvoll (Tab. 4.2); Abb. 4.14a zeigt die entsprechende Kluftrose. Die Bäche passen nicht so gut in

dieses Schema; immerhin liegt das 2. Maximum der Bäche nicht allzu weit vom 2. Maximum der Klüfte (siehe Tab. 4.2 und Abb. 4.15a).

Bei den Auswertungen für das **Vitznauer Becken** (Tab. 4.2) fällt auf, dass die Kluftstellungen auf der S-Seite des Beckens, am Bürgenstock, genau den schweizerisch-europäischen (siehe oben) entsprechen. Auf der N-Seite hingegen herrscht eine grosse Streuung vor; wenn man zwei Kluftscharen „forciert“, sind diese gegen die „normale“ Richtung um ca. 30° verdreht. Eine Auswertung des gesamten Beckens ist daher nicht befriedigend: Die Streuung ist gross (Kluftrose Abb. 4.14b). Bei den Bächen (Abb. 4.15b) lässt sich nur eine Trendrichtung ermitteln; diese passt mit dem Streichen einer Kluftscharr zusammen.

Die Auswertungen für das **Gersauer Becken** sind in der Tab. 4.2 aufgezeigt. Sie schliessen für das N-Ufer den Seewligrat nicht ein. Dagegen schliessen die Auswertungen für das gesamte Gersauer Becken (Kluftrose Abb. 4.14c) den Seewligrat ein. Es ergibt sich eine gute Übereinstimmung aller Resultate mit den „normalen“ für die ganze Schweiz. Ein Maximum der Bachrichtungen stimmt mit einer Kluftstreichrichtung überein.

Die Auswertung der Klüfte für den **Uerner See** (Kluftrose Abb. 4.14d) zeigt, dass ein signifikanter Unterschied zwischen E- und W-Ufer besteht. Dagegen exi-

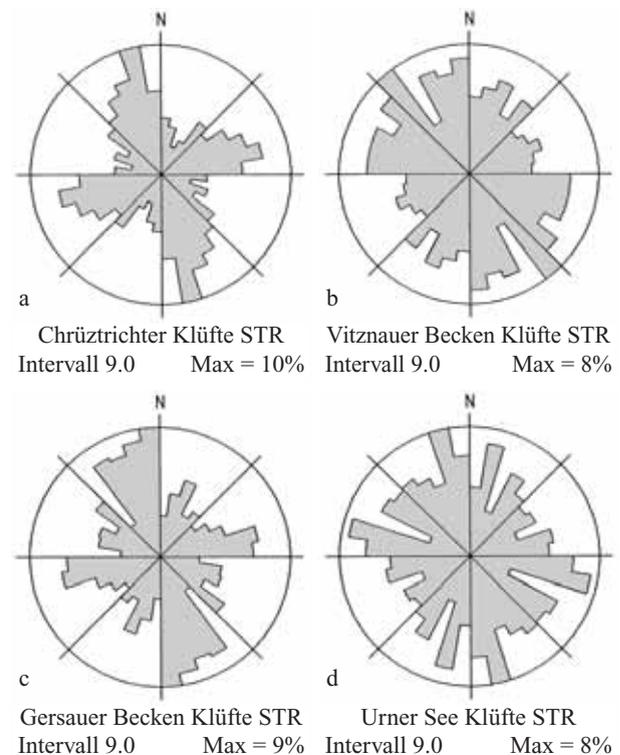


Abb. 4.14 Streichrosen der Klüfte am Vierwaldstätter See: (a) Chrüztrichter, (b) Vitznauer Becken, (c) Gersauer Becken und (d) Uerner See

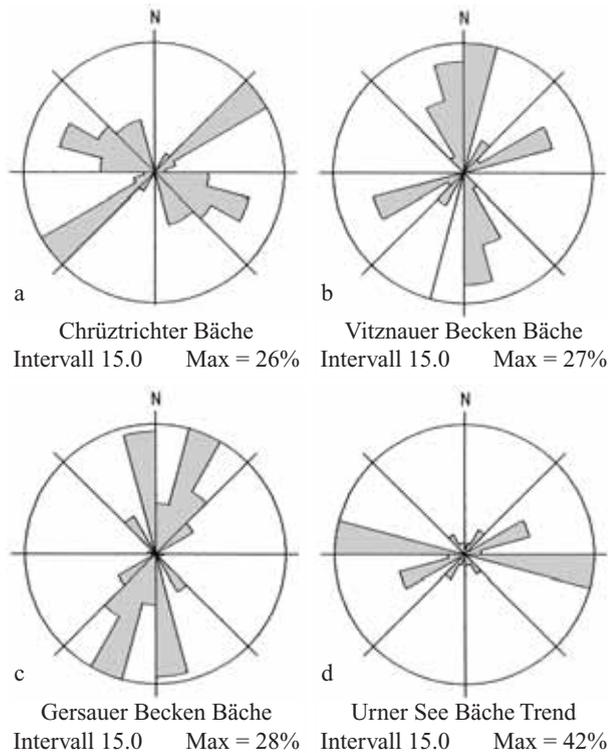


Abb. 4.15 Richtungsrosen der Zuflussbäche am Vierwaldstätter See: (a) Chrüztrichter, (b) Vitznauer Becken, (c) Gersauer Becken und (d) Urner See

stiert keiner zwischen den entsprechenden **N- und S-Regionen**. Am **E-Ufer** zeigen sich zwei Kluftrichtungen, die  $\pm$  N-S und E-W streichen, was den normalen Schweizer (und europäischen) Verhältnissen entspricht (P-Richtung um  $130^\circ$ ). Der allgemeine Trend des Urner Sees (N-S) passt gut mit der Kluftrichtung 1 zusammen. Am **W-Ufer** sind die Verhältnisse anders: Die Kluftrichtungen liegen eher NE-SW und NW-SE, die P-Richtung um  $170^\circ$ , was einer Drehung gegenüber dem E-Ufer um ca.  $40^\circ$  entspricht. Diese Drehung ist **nicht** durch die Deckenstruktur verursacht; sie findet sich auch, wenn die N- und S-Bereiche individuell verglichen werden. Sie muss eher mit Verschiebungen an den Grenzblättern in Zusammenhang stehen. Eine Überprüfung des Urner Sees zeigt, dass dieser nicht N-S streicht, sondern eine Zickzack-Struktur aufweist, vor allem zwischen Bauen und Gruonbach. Die Klüfte auf der W-Seite des Sees würden der Blattverschiebung Bauen-Gruonbach entsprechen. Am Urner See wurden **alle** Klüfte gerechnet. Wegen des markanten Unterschiedes in den Richtungen der Klüfte am E- und am W-Ufer sind aber solche Rechnungen nicht von Bedeutung: Die Kluftrosen zeigen kein eindeutiges Bild; die Streuungen sind hoch, und die Endwerte widerspiegeln solche in der Mitte zwischen denen für die beiden Ufer; sie liegen näher denen des E-Ufers, einfach deshalb, weil dort mehr Klüfte gemessen worden sind als am W-Ufer, so dass eine nicht natürliche Gewichtung entsteht. Eine der Bachrichtungen passt aber mit einem Kluftrreich-Maximum zusammen.

Für den Vierwaldstätter See **als Ganzes** zeigt eine Durchsicht der Tab. 4.2 für die Klüfte und der Kluftrrose (Abb. 4.20b), dass diese im Wesentlichen den schweizerisch-europäischen entsprechen: Die Hauptspannungsrichtungen (P) liegen bei  $126^\circ$ , die kleinste (T) bei  $36^\circ$ . Die Bachrichtungen (Abb. 4.21b) ergeben fast das gleiche Bild (P  $136^\circ$ , T  $45^\circ$ ).

#### 4.7.4 Seen der Obwaldner Talung

Die Auswertungen für den **Alpnacher See** sind in Tab. 4.2 aufgelistet; Abb. 4.16a zeigt die Kluftrreichrose. Dabei sind die **Kluftrichtungen** etwas verdreht zu den allgemein üblichen „europäischen“; die eine Hauptspannungsrichtung (P) streicht etwas mehr E-W als normal, liegt aber immer noch im üblichen Quadranten. Ein Maximum der **Bachrichtungen** (Abb. 4.17a) stimmt gut mit dem entsprechenden der Klüfte überein.

Die Auswertungen um den **Wichelsee** finden sich in Tab. 4.2, Abb. 4.16b (Kluftrreichrose) und 4.17b (Bach-Trendrose). Es gibt nur ein Kluftrmaximum, das nahe einem Trendmaximum der Bäche liegt.

Die Auswertungen für den **Sarner See** sind in Tab. 4.2 aufgezeigt; Abb. 4.16c zeigt die Kluftrreichrose, 4.17c die Bach-Trendrose. Wiederum ist bei den Klüften wie bei den Bächen nur je ein Maximum bestimmbar; Kluftr- und Bachrichtungen sind praktisch identisch.

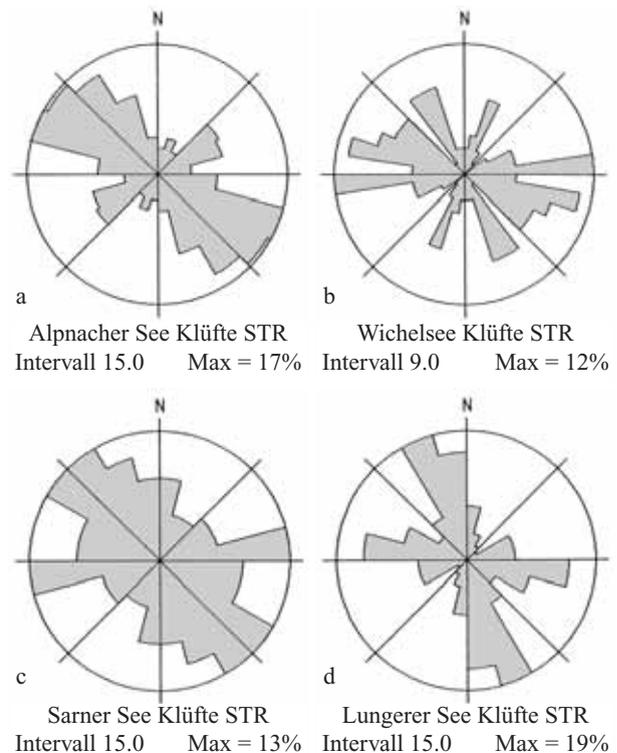


Abb. 4.16 Streichrosen der Klüfte für (a) den Alpnacher See, (b) den Wichelsee, (c) den Sarner See und (d) den Lungerer See

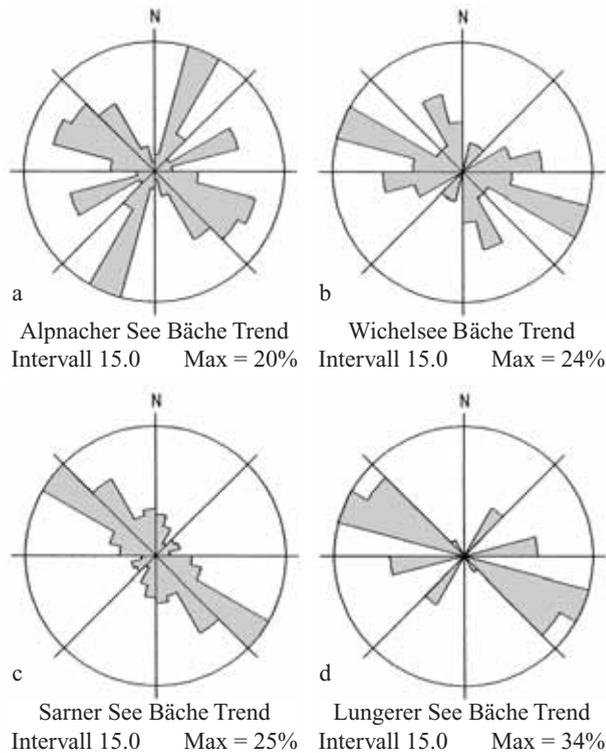


Abb. 4.17 Richtungsrosen der Zuflüsse: (a) Alpacher See, (b) Wichelsee, (c) Sarner See und (d) Lungerer See

Die Auswertungen für den **Lungerer See** sind in Tab. 4.2 aufgelistet; Abb. 4.16d zeigt die Klufstreichrose, 4.17d die Bach-Trendrose. Eine Überprüfung der Resultate ergibt, dass die zwei Klufstmaxima ziemlich den schweizerisch-europäischen Richtungen entsprechen; bei den Bächen ist nur ein Maximum bestimmbar, das nahe dem entsprechenden Klufstmaximum liegt.

Für die Obwaldner Talung **gesamthaft** zeigt eine Durchsicht der Tab. 4.2 und der Diagramme (Abb. 4.20c und 4.21c), dass eine Kluff- und Bachrichtung für alle Gebiete der Obwaldner Talung NW–SE verläuft; die andere liegt, falls bestimmbar, normal dazu.

#### 4.7.5 Alpenrand-Stauseen

Die Auswertungen der Kluffmessungen des **Klöntaler Sees** wurden für das S-, das N-Ufer und den gesamten See ausgewertet (Tab. 4.2) und Abb. 4.18c (Kluffstreichrose) sowie die Bachrichtungen in 125 m-Abschnitte digitalisiert (Abb. 19c, Bach-Trendrose). Die Auswertung ist nur für den gesamten See sinnvoll (Tab. 4.2). Die Kluffstellungen am N-Ufer sind recht unzuverlässig, da Öhrli-Kalk und Zementsteinschichten versackt sind. Sonst ergibt sich eine generelle Übereinstimmung mit den Richtungen der gesamten Nord-Schweiz und mit einer der Bachrichtungen. Die Ausrichtung des Sees passt nicht recht ins Schema;

seine Bildung ist daher unabhängig von der Neotektonik erfolgt.

Für den **Wägitaler See** wurden die Auswertungen für den unteren Teil, das felsigere SE-Ufer und den ganzen See vorgenommen (Tab. 4.2), die Bachrichtungen digitalisiert und ausgewertet. Abb. 4.18b zeigt die Kluffstreichrose, 4.19b die Bach-Trendrose. Bei nicht numerischen Rechnungen zeigte sich, dass die Annahme von zwei Maxima bei den Bächen zwei nicht konjugierte Richtungen ergibt. Die Rechnungen wurden daher für drei Maxima gemacht (Tab. 4.2); dabei sind für die Bäche die zwei konjugierten Maxima aufgelistet, das dritte lag bei  $100^\circ \pm 0^\circ$ . Die Kluffstellungswerte an beiden Ufern und am gesamten See passen mit sich selbst, mit einer Bachrichtung und mit der Ausrichtung des unteren Seeteils zusammen. Diese Landschaftselemente sind damit durch die Neotektonik bedingt, nicht aber die Ausrichtung des oberen Seeteiles, der durch die prä-pliozäne Decken-Platznahme bedingt ist.

Die Auswertungen der Kluffmessungen für den **Sihlsee** sind in Tab. 4.2 für die einzelnen Regionen und für den Sihlsee als Ganzes zusammengefasst. Die Richtungsrose der Kluffe (Abb. 4.18a) gleicht sehr jener für die gesamte N-Schweiz (SCHEIDEGGER 1977). Waag- und Sihltal verdanken ihre Bildung klaffenden Blattverschiebungen (Kap. 2 Geotop-Beispiel 10). Diese sind durch Bruchlinienscharen begrenzt, wie sie in der

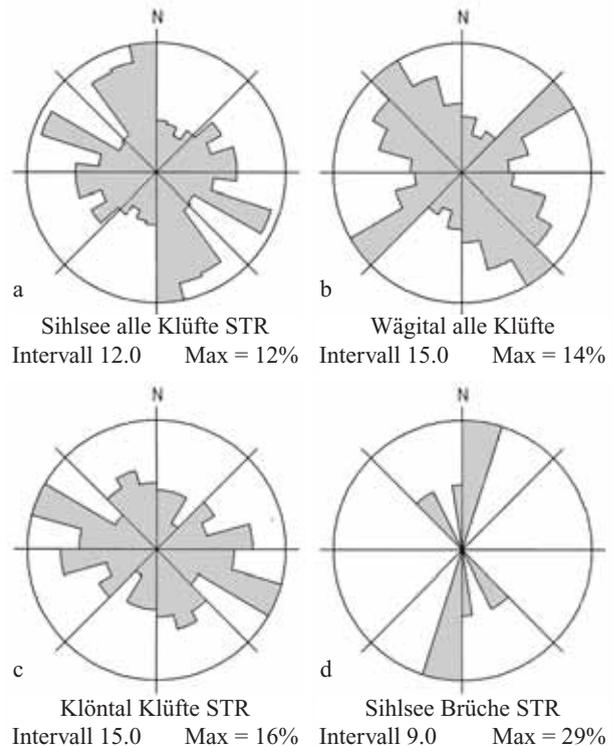


Abb. 4.18 Streichrosen der Kluffe für (a) den Sihlsee, (b) den Wägitaler See und (c) den Klöntaler See, dazu (d) der Bruchlinien für den Sihlsee/das Waagtal

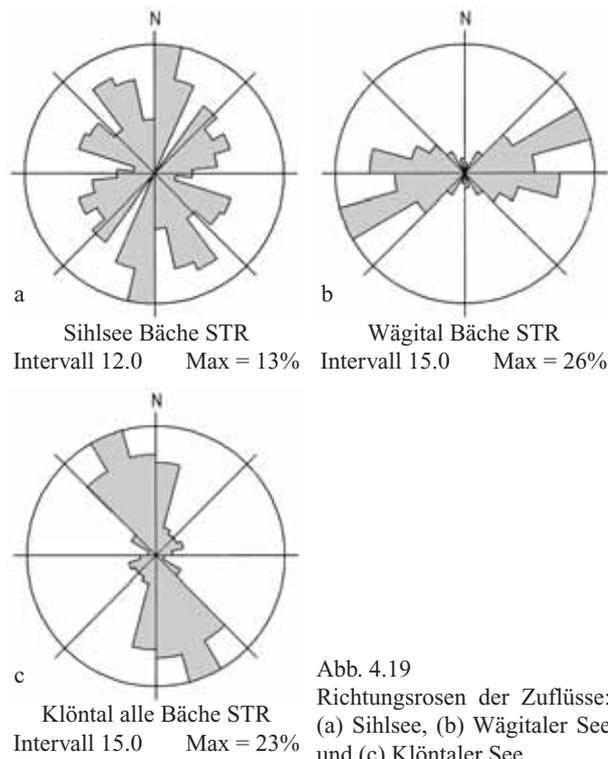


Abb. 4.19  
Richtungsrosen der Zuflüsse:  
(a) Sihlsee, (b) Wägitaler See  
und (c) Klöntaler See

Gegend typisch sind (Abb. 4.18a; die Zahlen geben das Azimut in  $^{\circ}$  N > E). Die Auswertung zeigt einen gewissen Unterschied zwischen den Werten vom Sihlsee ( $141^{\circ} \pm 11^{\circ}$ ) und vom Waagtal ( $6^{\circ} \pm 8^{\circ}$ ); doch ist nur eine Gesamtauswertung für die Region sinnvoll (Azimut  $175^{\circ} \pm 15^{\circ}$ ), Richtungsrose der Bruchlinien in Abb. 4.18d.

Für einen morphotektonischen Vergleich mit den Bächen wurden deren Läufe in 250 m-Abschnitte digitalisiert und zu einer Richtungsrose der Bachsegmente ausgewertet (Abb. 4.19a). Die entsprechenden 1. Richtungsmaxima (Tab. 4.2) fallen mit denen der Klüfte, Brüche und Seerichtung recht gut zusammen ( $159-165^{\circ}$ ); die 2. streuen stärker. Als Folgerung ergibt sich, dass die Anlage des Sihlsees durch klaffende Blattverschiebungen im Einklang mit derjenigen der Klüfte steht und durch die Neotektonik und nicht durch Deckenstirnen bestimmt wurde. Die Bachrichtungen entsprechen den Kluftrichtungen; auch ihre Anlage ist wohl neotektonisch bedingt.

Ein Vergleich der Richtungsrelationen zwischen Klüften, Bächen und Bruchlinien der **drei Stauseen** untereinander zeigt, dass innerhalb jedes Seegebietes die Kluft-, Bach- und Bruchrichtungen korrelieren. Es ist also wahrscheinlich, dass Klüfte, Brüche und Bachläufe durch die gleichen Spannungen erzeugt worden sind: Das kann nur das lokale, neotektonische Spannungsfeld gewesen sein. Lokal passen die Kluft- und Bachrichtungen generell zusammen, dagegen ist die Ausrichtung der Seen davon

teilweise unabhängig. Fließgewässer und Klüfte sind demnach neotektonisch bedingt; die Anlage der Seen ist jedoch teilweise durch eine ältere Tektonik vorgezeichnet worden.

#### 4.8 Folgerungen

Abschliessend sei ein expliziter Vergleich zwischen Kluftmaxima, Bachtrends und Orientierungen der Seen gewagt (Tab. 4.2). Dabei zeigt sich:

- Zwischen den Richtungen der Seebecken und den Klüften scheint es keine Korrelation zu geben. Daher müssen beide wenigstens zum Teil unabhängig von einander entstanden sein: Da die Klüfte nachweislich jungen Ursprungs sind, dürfte die Anlage der Seebecken im Wesentlichen vor der Änderung des tektonischen Feldes im ausgehenden Miozän, wie sie von LAUBSCHER (1987) postuliert wurde, stattgefunden haben. Die Seebecken sind wohl grösstenteils durch die Platznahme der Decken vorgezeichnet worden. Dabei wurden sie seitlich durch Spaltenfrost weiter ausgeräumt und durch die Gletscher ausgeschliffen.
- Zwischen den Richtungen der Seebecken und der Bachläufe existiert keine allgemeine Korrelation. Die beiden dürften daher unabhängig von einander entstanden sein.

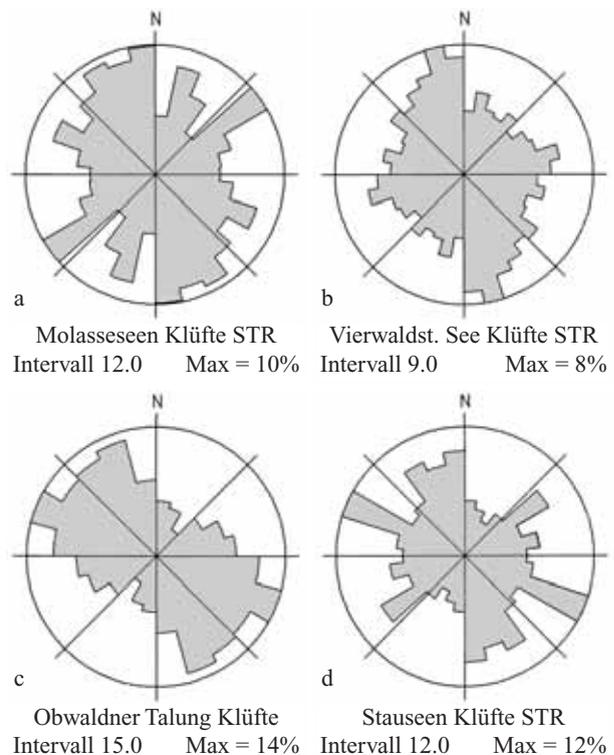


Abb. 4.20 Streichrosen der Klüfte für das Gesamtgebiet (a) der Molassesee, (b) des Vierwaldstätter Sees, (c) der Obwaldner Talung und (d) der drei Stauseen

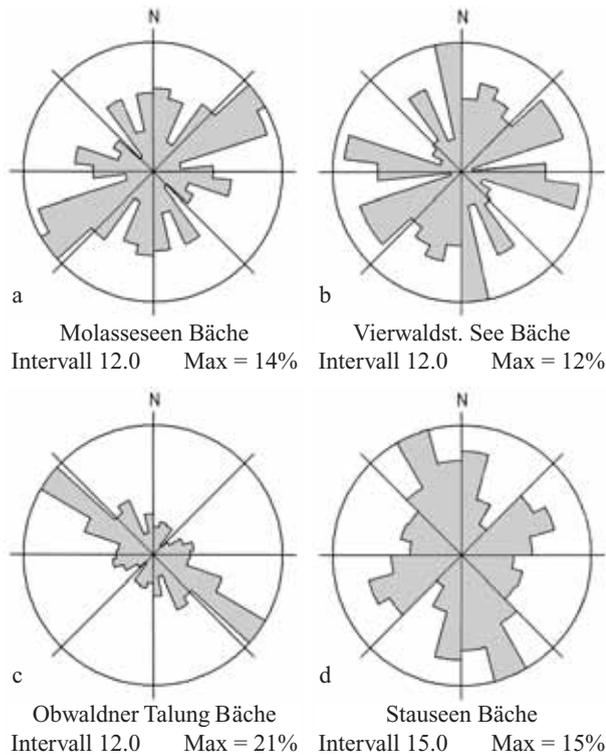


Abb. 4.21 Richtungsrosen der Bäche für das Gesamtgebiet (a) der Molasseseseen, (b) des Vierwaldstätter Sees, (c) der Obwaldner Talung und (d) der drei Stauseen

- Dagegen besteht eine generelle Korrelation zwischen Kluft-, Bruch- und Bachrichtungen. Dies würde bedeuten, dass die Bäche, Klüfte und Brüche

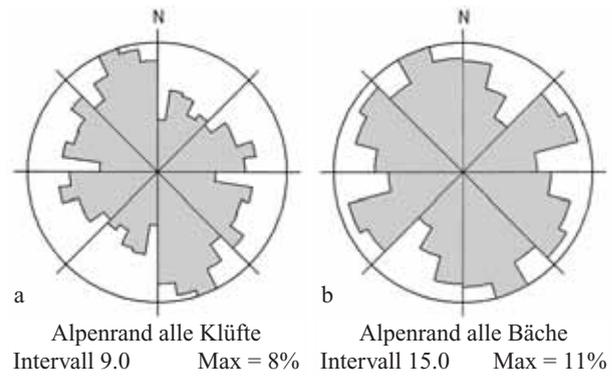


Abb. 4.22 Richtungsrosen für (a) Klüfte und (b) Bäche der gesamten untersuchten Region

durch dieselbe Ursache entstanden sind: Da die Klüfte nachweislich durch das neotektonische Spannungsfeld bedingt sind, müssen auch Bachläufe und Brüche durch dieses vorgezeichnet worden sein.

#### Dank

Die Begehungen des Ägerisees wurden in Begleitung von Dr. Paul Scheidegger ausgeführt, die Untersuchung der Obwaldner Talung von den Herren W. Kyburz†, dipl. Geol., Universität Zürich, und Dr. A. Wegmann, Sigriswil, unterstützt. Der Klöntaler See wurde in Begleitung der Geologen Dr. Hugo Buser, Unterterzen, und Frederico Mooser, Ciudad de México, begangen. Die Messungen an der Felswand bei der Sihlsee-Staumauer erfolgte mit Erlaubnis von Herrn M. Fuchs, Etzelwerk, Einsiedeln; das Befahren der Grosser Runs-Schräwaldstrasse mit jener von Herrn Dr. S. Lienert, Willerzell, was bestens verdankt sei.

# 5 Mittelmoränen in der Zentralschweiz und in den westlichen Glarner Alpen

René Hantke

## 5.1 Einleitung

Mittelmoränen werden in der alpinen Literatur recht stiefmütterlich behandelt, obwohl sie beim Zusammentreffen zweier Gletscher die Schuttmenge von zwei Seitenmoränen führen. Ein Gletschersystem, das aus  $n$  Teilgletschern besteht, erhält an den Vereinigungsstellen insgesamt  $n-1$  Mittelmoränen. Wie bei heutigen alpinen Gletschern, wurde auch in Kaltzeiten der Grossteil des Schuttgutes **auf** dem Eis transportiert. Die Vorstellung, sämtliches Gesteinsgut wäre durch Spalten und Schmelzwässer auf den Gletscherboden gelangt und zerrieben worden, ist dahin zu korrigieren, dass dies vor allem für Feingut zutrifft und dass Grundmoräne kaum weit verfrachtet wurde.

An den Vereinigungsstellen übernahmen die Mittelmoränen den primären Randschutt und führten ihn

auf eisigen Förderbändern bis ans Ende oder an den Rand der Gletscherzungen. Gegen ihre Enden häufte sich dieser zu Bändern, verflachte, rückte näher zusammen und wurde als Moränen- und Schottergut abgelagert. WAGNER (1986, 1997, 2001a–c), der sich seit 20 Jahren mit eiszeitlichen Mittelmoränen auseinandersetzt, vor allem mit terminalen und lateralen Endaufschüttungen im Alpen-Vorland und in späten Abschmelzphasen in den Alpentälern, hat sie aufgrund ihrer Form als „Moränen-Quappen“ bezeichnet.

Noch im „Eiszeitalter“ (HANTKE 1978, 1980, 1983, 1987a) wurde Mittelmoränen viel zu wenig Beachtung geschenkt. Bei der Kartierung für Blätter des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25'000 in der Zentralschweiz und den westlichen Glarner Alpen wurden zahlreiche Moränen-Ansätze festgestellt, aber erst bei letzten Begehungen, der Bereinigung, der Druckvor-



Abb. 5.1a Die Mittelmoräne der Chamhalden von der Chamhaldenhütte aus mit Girespitz und Grenzchopf in der Nord-Kette des Säntisgebirges (Frontalansicht)

bereitung der Atlasblätter Einsiedeln, Rigi, Ibergereg, Klöntal, Muotatal und Linthal (HANTKE et al. 2002Kaf) sowie der Niederschrift der Erläuterungen und in Kontakt mit Gerhart Wagner in ihrer Tragweite erkannt. Zugleich mehrten sich bei uns beiden die Erkenntnisse um diese landschaftsgestaltenden Elemente von bescheidenen firnbedeckten Anfängen (HANTKE 1970, 1980) über ausapernde Wälle zum bedeutenden, durch die Gletscherdynamik geprägten und ins Vorland verfrachteten Oberflächenschutt. Dabei kommt ihm vor allem für die Landschaftsgeschichte entscheidende Bedeutung zu.

In dieser Arbeit werden vorwiegend inneralpine Vereinigungsstellen von Teilgletschern betrachtet: der **Ursprung** der Mittelmoränen. Ein Teil des primären Randschuttes von Teilgletschern wurde nicht von der entstehenden Mittelmoräne übernommen, sondern blieb an ihren Ansätzen als charakteristische Ablagerung liegen. Diese geben Hinweise über Eishöhen von Höchstständen und markanter Wiedervorstöße.

Eine klassische Mittelmoräne, die Chammhalden an der Nordwest-Flanke des Säntis (HANTKE 1978, Fig. 29, S. 86; 1980, Fig. 43, S. 85, HANTKE in FUNK et al. 2000), hat sich, seit der Platznahme der Säntis-Schuppen vor fünf Mio. Jahren, über alle Kaltzeiten durch Felssturzgut zwischen einem gegen S abfließenden Urnäsch- und einem gegen NE sich wendenden Wissbach-Gletscher gebildet. Sie erreicht – selbst bei einem Felskern, wie dies für Kargletscher mit zurückwitternder Wand vorauszusetzen ist – die respektable Höhe von 200 m (Abb. 5.1a und 5.1b).

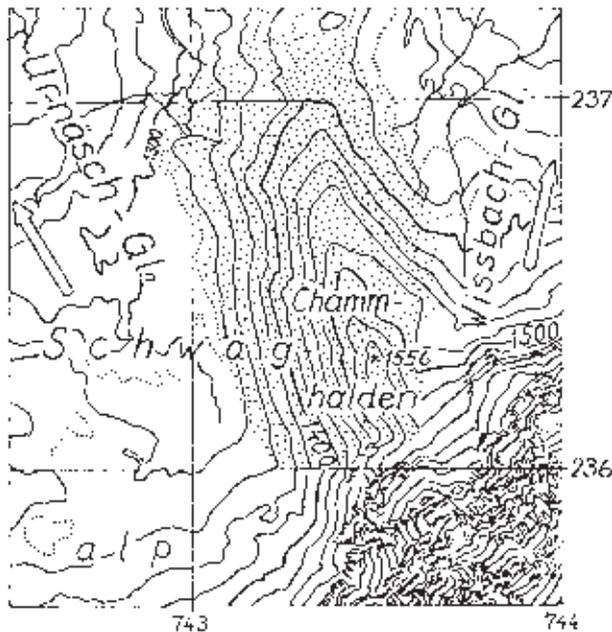


Abb. 5.1b Die Mittelmoräne der Chammhalden am NW-Fuss des Säntis (punktiert) hat sich über alle Kaltzeiten des Eiszeitalters zwischen den Firnen des Wissbach- und des Urnäsch-Gletschers gebildet. LK 1115 Säntis.

Im proximalen Bereich liefern Mittelmoränen Hinweise auf Eishöhen; im distalen sind viele bisher als Drumlin kartierte Bildungen als Mittelmoränen zu deuten. Ebenso lassen sich schwer verständliche isolierte Schotter-Vorkommen als von Schmelzwässern zusammengeschwemmtes Schuttgut von Mittelmoränen problemlos erklären. Übereinander gelegene Abfolgen zeigen, dass Mittelmoränen sich über mehrere Kaltzeiten stets an denselben Stellen eingestellt haben, so dass es zu einer Häufung von Moränengut gekommen ist.

## 5.2 Der Reuss-Gletscher

### 5.2.1 Mittelmoränen im Bereich des umerischen Reuss-Gletschers

Südöstlich von Schattdorf (Atlasblatt 1192 Schächental), auf Gampelen (694.5/188.7/1485 m ü.M.), hat BRÜCKNER (B. et al. 1987K) am Fuss von Schwarz Grat-Bälmeten um 1470 m eine Stauterrasse von Eis verschlepptem Bergsturzgut gezeichnet. Wo die Eiszufuhr zwischen Bälmeten und Hoch Fülen, infolge rückwärtiger grösserer Höhen, markant ansteigt, fällt die Terrasse aus: Sie ist als Mittelmoränen-Stauterrasse zwischen Schwarz Grat-Bälmeten- und Reuss-Eis zu deuten (Abb. 5.2).

Zeugen von ins Schächental eingedrungenem Reuss-Eis sind die Kristallin-Blöcke bei Witterschwanden (BRÜCKNER 1938, et al. 1987K, HANTKE 1987a). Der Schächen-Gletscher wurde vom Reuss-Eis bis dort zurückgestaut und auf die rechte Talflanke gedrängt, was Erratiker belegen.

Das Zusammentreffen von absteigenden Moränen des Holder-Gletschers und des austretenden Rieder-Gletschers führten oberhalb Bürglen, bei Brügg (694.7/192.5/640), zum Stau der Terrassen von Breitäbnet und Ämmerten; sie bekunden die Lagen von Chindli/Ibacher- und Ingenbohler Ständen (Kap. 6) des ins untere Schächental eingedrunnenen Reuss-Gletschers.

Auf der Nordseite des Schächentales haben sich Mittelmoränen-Ansätze unter den Felsgraten vom Hagelstock zur Chalberweid, vom Hagelstöckli zu den westlichen Eggen (1951 m), vom Spilauer Grätli zu den östlichen Eggen (1967.8 m) und südöstlich von Chinzig Chulm (P. 2151) zur Ober Gisleralp gebildet.

### 5.2.2 Mittelmoränen im Bereich des Muota-Gletschers

Zwischen Reuss- und mündendem Muota-Gletscher wurden Mittelmoränen im Stooswald, oberhalb der

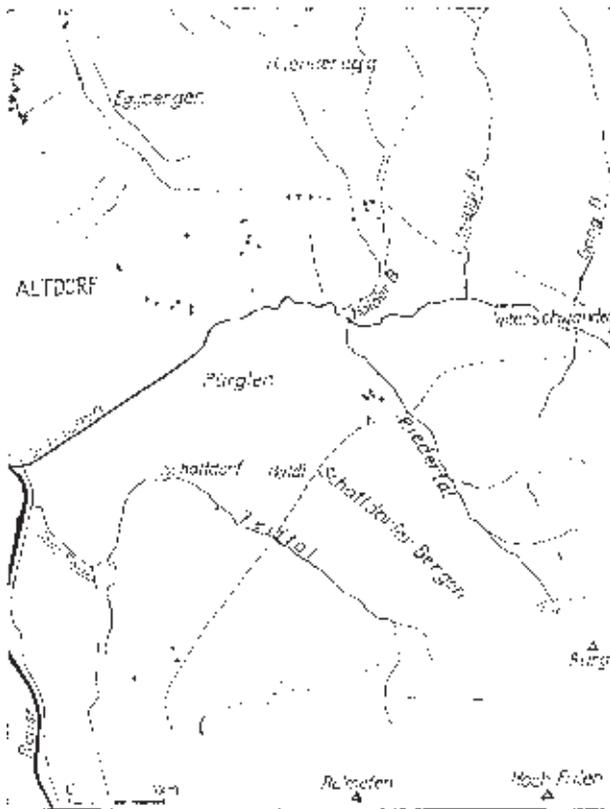


Abb. 5.2 Der aufgrund von Reuss-Erratiker bis Witereschwanden ins Schächental eingedrungene Reuss-Gletscher, aus HANTKE 1987a.  
 Punktiert: Mittelmoränen-Terrasse von Gampelen  
 Kreuzchen: Erratiker des Reuss-Gletschers  
 Ausgezogene und punktiert verbundene Linie: Höchststand der letzten Vereisung

Talstation Morschach–Stoos-Schwebebahn, abgelagert, was gegen den Muota-Gletscher plötzlich ausfallende Kristallin-Erratiker bekräftigen (LK 1172 Muotatal).

Südlich des Stoos hat sich auf dem Holiberig eine Mittelmoräne zwischen Fronalp-Gletscher und vom Chlingenstock zugeflossenem Eis gebildet. Der Wall der Blüemlisegg (694.5/203.7/1204) östlich des Stoos ist als Mittelmoräne zwischen Näppen- und Muota-Gletscher zu deuten (Abb. 5.3).

Im hintersten Bisistal wurde zwischen Ruosalper- und Gwalpeten Tal sowie am Nordwest-Fuss des Märenspitz im steilen Schuttgrat von Vorderist Nissegg (708.0/195.9) Mittelmoränengut zwischen diesem und dem von der Glattalp (LK 1173 Linthal) abgestiegenen Gletscher geschüttet (Abb. 5.4).

Beim Bau des Alpsträsschens ins hinterste ernerischen Hürital wurde oberhalb Wängi eine Mittelmoräne aufgeschlossen. Sie hatte sich über mehrere Kaltzeiten zwischen einem Gletscher vom Chinzig und einem aus dem Kar von Sirtenstock–Höch Pfaffen (LK 1172 Muotatal) eingestellt.

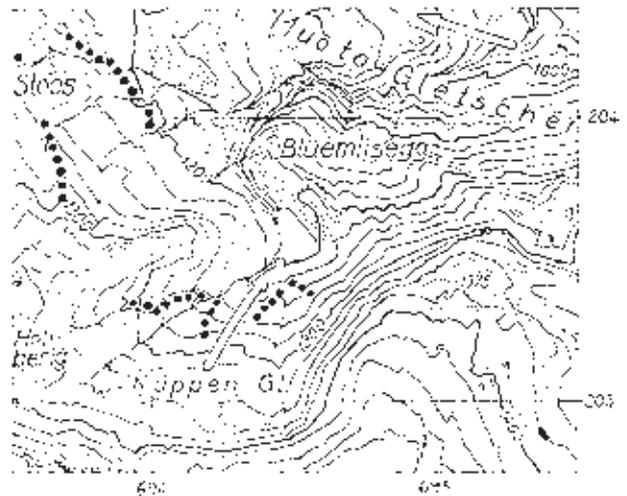


Abb. 5.3 Die Blüemlisegg-Mittelmoräne (punktiert) im östlichen Stoos-Gebiet bildete sich zwischen dem Muota-Gletscher und dem von der Chlingenstock-Kette zugestossenen Näppen-Gletscher. LK 1172 Muotatal.

### 5.2.3 Der vereinigte Muota/Reuss-Gletscher und der Reuss-Gletscher im Vierwaldstätter See

Zwischen dem Ägeri-Arm des Muota/Reuss-Gletschers und vom Chaiserstock zugeflossenem Eis (LK 1151 Rigi) hat sich eine Mittelmoräne gebildet. Gegen W setzt auf Illenberg S von Unterägeri (Atlasblatt 1131 Zug) um 980 m eine solche zwischen Ägeri-Arm und zugerischem Hüri-Gletscher ein.

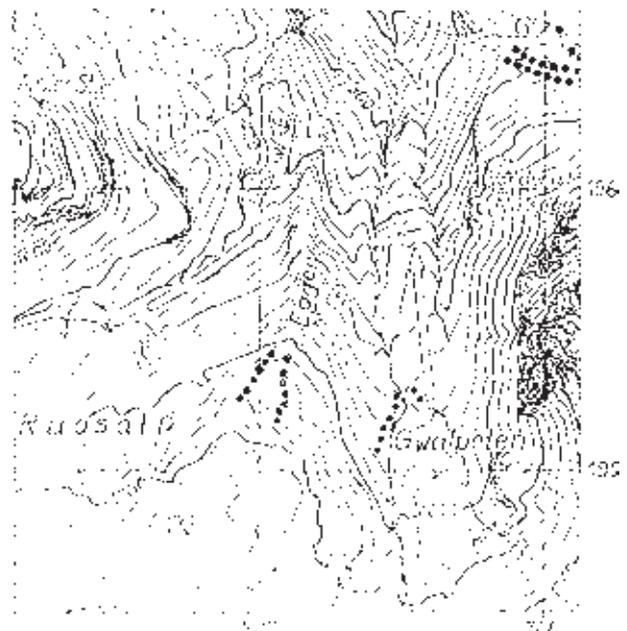


Abb. 5.4 Spätglaziale Mittelmoränen (punktiert) im Bereich der Äste des Muota-Gletschers mit Waldieggen (W.-E.), Eggen und Vorderist Nissegg gegen den Glattalp-Gletscher (G). Seitenmoränen: dicke Punktzeilen. LK 1172 Muotatal und 1173 Linthal.

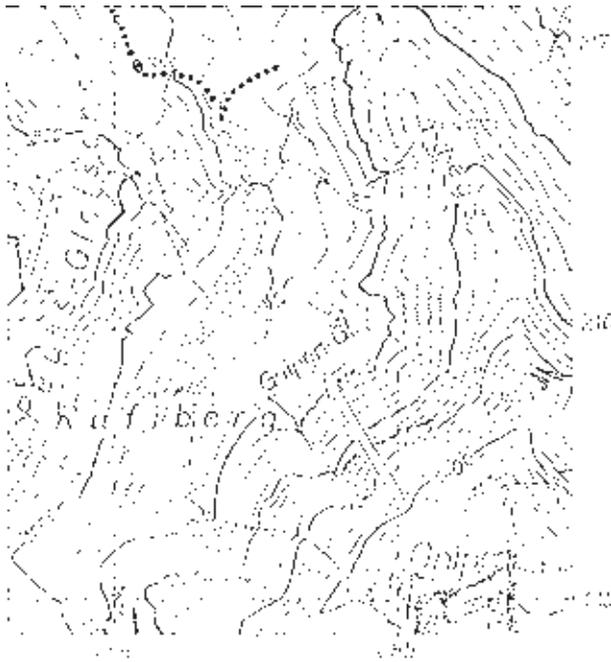


Abb. 5.5 Die Rufiberg-Mittelmoräne (punktiert) zwischen Zuger See-Arm des Muota/Reuss-Gletschers und vom Rossberg zugeflossenem Lokaleis; die frühe Spätwürm-Moräne des Rossberg-Eises mit dicken Punktzeilen. LK 1151 Rigi.

Prachtvolle, bisher als Seitenmoränen betrachtete Wälle haben sich N des westlichen **Rossberg**, auf dem Rufiberg (Blatt 1151 Rigi, Abb. 5.5), und an der Nord-west-Flanke der **Rigi**, in der Seebodenalp-Moräne (HANTKE 2003, Abb. 3), erhalten. Da von ihr frühe spätwürmzeitliche Moränen auf der Nordseite der Rigi fast bis an den Zuger See reichen, können sie nicht nur Seitenmoränen des Reuss-Gletschers bekunden; sie bildeten sich zwischen Zuschüssen vom Rossberg bzw. von der Rigi und dem eisstauenden Reuss-Gletscher, der in den würmzeitlichen Höchstständen ihr Zufließen verhindert hat.

Die unterseeischen Moränen werden in Kap. 6 beschrieben. Eine markante persistente Mittelmoräne zwischen Reuss- und Engelberger Gletscher setzt am NW-Grat des Buochserhorn als Geissholzegg um 1000 m ein, eine höhere, präwürmzeitliche auf 1200 m (LK 1171 Beckenried).

Analog der Wälle auf Seebodenalp und Rufiberg ist der Wall von Mostel nicht als Seitenmoräne eines über den Pass von Rothenthurm gegen Norden fliessenden Muota/Reuss-Gletscherarmes zu betrachten; auch er ist als Mittelmoräne zwischen diesem und von Hochstuckli und Engelstock zugeflossenem Eis zu deuten (Abb. 5.6). Ebenso kommt südlich von Rothenthurm den Wällen zwischen diesem Eisarm und dem mündenden Hunds-Chotten-Gletscher Mittelmoränen-Natur zu (LK 1152 Ibergeregge). Zwischen Chli Morgarten, Tännlichrüz und der Molasserippe von St. Jost haben sich zwischen Ägeri- und Rothenthurmer Arm

des gegen Norden abgedrängten Muota/Reuss-Gletschers Mittelmoränen gebildet.

Der verkittete und randlich verstürzte Schotter des Ratengütsch (1119.2 m) – aufgrund seiner Höhenlage ein „subalpiner Deckenschotter“ – liegt zwischen Rothenthurmer- und Ägeri-Arm des Muota/Reuss-Gletschers und dem bis Raten-Hundwileren eingedrungenen präwürmzeitlichen Linth-Gletscher mit Verrucano-Erratikern (LK 1132 Einsiedeln).

Präwürmzeitliche und noch ältere Mittelmoränen haben sich auf Chrüzweid-Hundwileren-Oberegg-Chatzenstrick-Brunneren, zwischen Rothenthurmer Arm von Muota/Reuss- und Alp-Gletscher gebildet.

Eine weitere präwürmzeitliche Mittelmoräne ist zwischen Rossberg und Zugerberg als Wall Brünli-Nollen (Atlasblatt 1131 Zug) sowie eine noch im Spättriss aktive Mittelmoräne auf dessen Grat (P. 1015.1, 1018, 1017, 1010.6) und Hochstock-Hochwacht geschüttet worden. Die Grenze zwischen Reuss- und Linth-Gletscher dürfte – wie schon in einer früheren Eiszeit – über die Baarburg verlaufen sein. Die verkittete Schotterkappe auf einer Molasse-Kuppe, deren Natur und Alter über ein Jahrhundert diskutiert wurden (AEPPLI

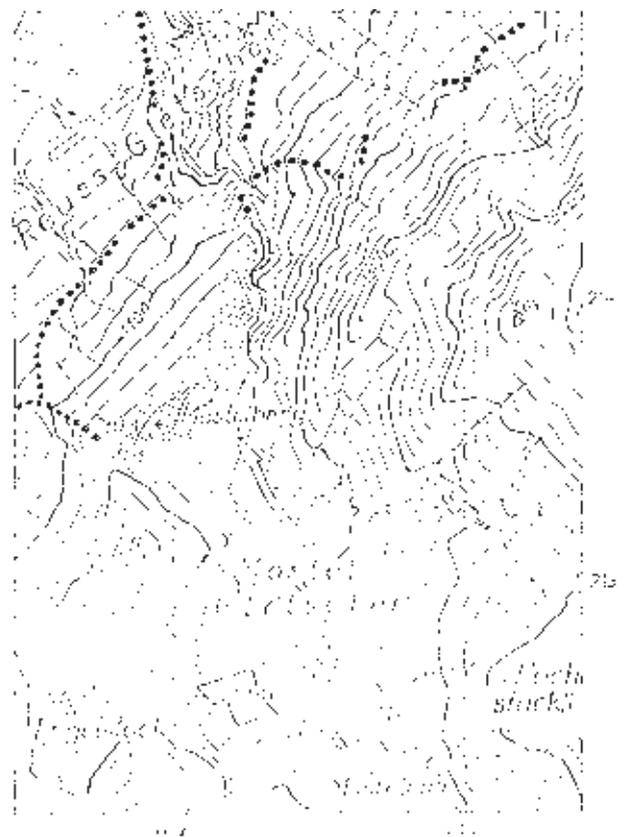


Abb. 5.6 Die Mittelmoräne von Mostelberg (punktiert) bildete sich zwischen dem Rothenthurmer Arm des Muota-Reuss-Gletschers und vom Hochstuckli und Engelstock zugeflossenem Eis; dicke Punktzeilen: Seitenmoränen. LK 1152 Ibergeregge.

1894K, FREI 1912, HEIM 1894a, 1913, 1919, HANTKE 1961b), wäre als verschwemmter Mittelmoränen-Schutt zu betrachten.

#### 5.2.4 *Brünig-Arm des Aare-Gletschers*

Eine persistente Mittelmoräne hat sich auf der Nordseite des **Bürgenstock** (LK 1170 Alpnach, Atlasblatt 1150 Luzern) zwischen Reuss-Gletscher und über den Brünigpass (1000 m) geflossenem Aare-Eis entwickelt. Bei Stans vereinigte sich dieser mit dem Engelberger Gletscher und schüttete bei Kehrsiten eine bis 60 m hohe Mittelmoräne (BUXTORF 1910Ka, et al. 1916K), die sich als subaquatischer Wall in den Vierwaldstätter See gegen Luzern verfolgen lässt (Kap. 6; KOPP et al. 1955K, 1962b). In der Obwaldner Talung stellen sich südwestlich und westlich von Alpnach Mittelmoränen zwischen dem Brünig-Arm des Aare-Gletschers und den Schlieren-Gletschern ein (LK 1170 Alpnach).

Eine bedeutende Mittelmoräne hat sich nordöstlich des Pilatus, auf Schwandegg (P. 1083)–Chrienseregg (1032 m)–Gibelegg-Rundhöcker–Ränggbach-Durchbruch–P. 949–Wall nördlich von Hinterschilt, gebildet. BAUMBERGER (in BUXTORF et al. 1916K) hat sie als Stirnmoräne eines **Pilatus-Gletschers** gedeutet, KOPP (K. et al. 1955K, 1962b), aufgrund einzelner Kristallin-Erratiker und ihrer Grösse, als eine vom Brünig-Arm des Aare-Gletschers geschüttete Seitenmoräne. Die Wälle weiter westlich, zwischen Holderchäppeli und Gass, sind als Mittelmoränen zwischen Brünig-Arm und Rümlig-Gletscher zu interpretieren.

### 5.3 **Der Linth-Gletscher**

#### 5.3.1 *Mittelmoränen im Bereich des glarnerischen Linth-Gletschers*

Im **Grosstal** setzt E von Linthal um 1840 m eine höchste Mittelmoräne auf **Hälsli** (1772.2 m) N der Alp Sasberg zwischen Linth- und Diesbach-Gletscher (LK 1173 Linthal) ein.

Den Grat zwischen Diesbach- und Übelbachtal haben OBERHOLZER (OBERHOLZER & ALB. HEIM 1910K, O. et al. 1942K) und SCHIELLY (1981K) verschieden, aber beide als anstehend kartiert. Eine Neuuntersuchung hat indessen gezeigt, dass der distale Grat von P. 1765 bis 1540 m aus Moränengut besteht; er stellt eine Mittelmoräne zwischen **Diesbach-** und **Übelbach-Gletscher** dar. Unterhalb der **Schönau** setzt um 1650 m eine Mittelmoräne des Würm-Maximums zwischen Linth- und Hasler Gletscher ein. Eine jüngere Mittelmoräne stellt sich im Hasler Tal unterhalb 1050 m ein.

Zwischen Linth- und Bächli-Gletscher löst sich auf 1170 m eine Mittelmoräne, die sich über Schlatt gegen das Luchsinger Tobel verfolgen lässt. Nördlich von **Luchsingen** verläuft ein Wall längs des linken Hangfusses. Dieser bekundet – wie der auf der Schotterterrasse von Nidfurn aufsitzende Wall – die Fortsetzung der Mittelmoräne zwischen Bächli- und Linth-Gletscher (HANTKE 2003, Abb. 4).

Rechtsseitige Mittelmoränen zwischen Linth- und Änetseeben-Gletscher liegen auf dem Grat Mätzstöck–Rotenberg–Sedel–Gigerhorn (LK 1173 Linthal). Nordöstlich des Hellhorn hat sich eine weitere zwischen Nideren- und Sernf-Gletscher (LK 1174 Elm) gebildet.

Aus der Nische in der Nordwand des **Vorder Glärnisch** (LK 1153 Klöntal) ist schon früh ein Bergsturz niedergebrochen, wie Sturzbrekzien auf dem Stöckli belegen. Da sich auf dem Stöckli-Grat (P. 1000) kein Moränengut aus dem hinteren Glarnerland findet, sondern vor allem Gesteinsgut vom Vorder Glärnisch, schlossen OBERHOLZER (1933) und SCHINDLER (1959), dass dieses aus einer Zeit stamme, in welcher der Linth-Gletscher nur noch so hoch gereicht hat wie im „Bühl-Stadium“ (= Stadium von Hurden–Rapperswil oder Weesen/Ziegelbrücke). Es liegt eine Mittelmoräne zwischen Klön- und Bächli-Eis des Linth-Gletschers vor. Die Verkittung erfolgte durch subglaziäre Schmelzwässer. Ihr Alter kann weit älter als früh-spätwürmzeitlich sein.

Im **hinteren Klöntal** ist die bisher meist als Seitenmoräne des Rossmatter Gletschers gedeutete Moräne, die den Talboden der Richisau (LK 1153 Klöntal) abdämmt, in ihrem untersten Teil als Mittelmoräne zu deuten. Zweifelsfrei sind die im Tal der Richisauer Chlön sich einstellenden Mittelmoränen, jene des **Gampeleggen**, zwischen nördlichem Silber-Eis und einer Zunge, die zwischen Fläschenspitze und Brüschalp von Nordwesten zugeflossen ist, sowie jene, welche die Eismassen auf **Mittler Schwialp** getrennt hat (Abb. 5.7).

#### 5.3.2 *Der Linth/Rhein-Gletscher*

Neben der altbekannten Mittelmoräne zwischen Walensee-Arm des Rhein- und Linth-Gletschers treten weitere Mittelmoränen-Ansätze auf: Eine tiefere, von Erratikern begleitete setzt bei Rütisbrunnen um 950 m ein und steigt über Vor dem Wald (HERB & DOLLFUS 2003K) gegen das Escher Kanal-Knie ab (OCHSNER 1969K). Versackte Bereiche liegen bei Unter Sol; höchsten eoänen Stad-Schiefern aufgesetzte Mittelmoränen verraten eine würmzeitliche Eishöhe um 1300 m.

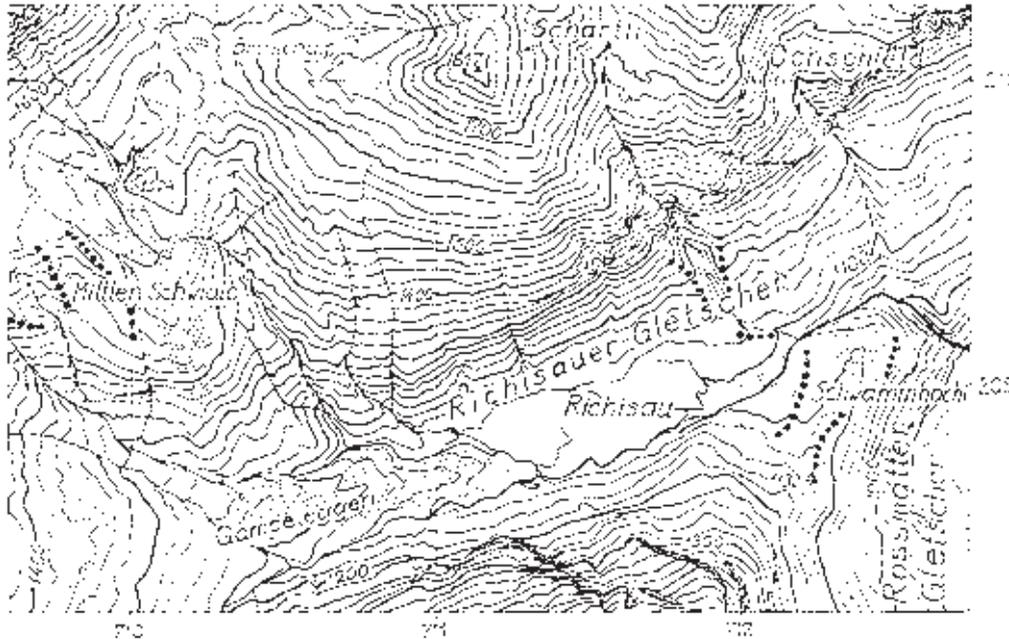


Abb. 5.7  
Die Mittelmoränen im Tal der Richisauer Chlön: Gampelleggen und Mittler Schwalp. Mittelmoränen punktiert, jüngere Wiedervorstöße mit dicken Punktlinien, LK 1153 Klöntal.

Im vordersten Glarnerland lösen sich am Bärensolspitz (LK 1153 Klöntal) um 1360 m Mittelmoränen zwischen Obersee- und Schwändi-Gletscher; gegen E fallen sie am **Näfelseberg** gegen 1240 m ab und bestätigen die am Zusammenfluss von Walensee-Arm des Rhein- und Linth-Gletschers festgestellte Eishöhe (HERB & DOLLFUS 2003K).

Am Rande des Biltener Tobels zeichnet sich die Eisoberfläche des würmzeitlichen Linth/Rhein-Gletschers in moränenbedeckten Molasserippen um 1220 m ab (Atlasblatt 1133 Linthebene). Noch nach dem Zürich-Stadium hing eine Eiszunge aus dem Kar zwischen Hirzli (1640.8 m) und Planggenstock (1675.2 m), beim **Gras-Chopf** um 950 m, mit dem Linth-Gletscher zusammen. Kieselkalk-Findlinge liegen nördlich des Austock, und Verrucano-Blöcke reichen östlich Tostel bis auf 975 m. Jene im unteren Trepsental bekunden ein präwürmzeitliches Überfließen über den Sattel von Ruebergschwänd (1206 m), jene im unteren Wägital ein würmzeitliches Eindringen von Linth-Eis von zwei km. Dabei wurde der Wägitaler Gletscher auf die linke Talseite abgedrängt.

Auf **Ruchweiden**, am rechten Ausgang des Spreitenbachtals, beginnen höchste, verrutschte Mittelmoränen-Ansätze um 1120 m. Auf Ober Grabenegg setzt um 1020 m eine sekundäre Seitenmoräne des Zürich-Stadiums ein. Daraus ergibt sich ein Oberflächen-Gefälle des Linth/Rhein-Gletschers bis zum Einsatz seiner linksufrigen Seitenmoräne westlich des Etzel um 890 m (LK 1132 Einsiedeln) von 14 %.

Im hintersten **Trepsental**, einem Seitenast des Wägitales, setzt auf **Schwarzenegg** (LK 1153 Klöntal), vor dem Bockmattli-Kar auf 1480 m, eine persistente Mit-

telmoräne zwischen Wägitaler und Trepsen-Gletscher ein (Abb. 2.13–2.15 in Geotop-Beispiel 5 S. 50).

Präwürmzeitliche Mittelmoränen haben sich im Alpen-Vorland auf **Stöcklichrüz** und auf **Wisegg** zwischen austretenden Kargletschern und Linth-Gletscher und – weiter westlich, auf dem Grat P. 1202–Beristofel–Eggl – zwischen Linth- und Sihl-Gletscher gebildet (LK 1132 Einsiedeln). Westlich der Höhronen-Kette setzt auf Schurtannenweid–Brämerhöchi–Kloster Gubel eine weitere zwischen Linth- und den nordwestlich Unterägeri (Atlasblatt 1131 Zug) sich wieder vereinigten Reuss-Gletscher-Armen ein.

Neben dem Drumlin-artigen **Studenbüel** nordwestlich Wollerau, der als Mittelmoräne zwischen Linth-Parental-gletschern zu deuten ist, erscheinen die Moränen- bzw. Schotter-Vorkommen der Bächau (LK 1132 Einsiedeln) und der Halbinsel Au (Atlasblatt 1112 Stäfa) am linken Zürichsee-Ufer Mittelmoränen-verdächtig. Die verkitteten Schotter der **Halbinsel Au** bestehen aus gerundeten Geröllen mit Verrucano-Gut; sie wurden vom Linth-Gletscher nochmals überfahren, was Erratiker belegen. Jene der Bächau und der Halbinsel Au sind wohl beim Vorstoss zwischen mündenden Zuschüssen des Linth-Gletschers gebildet worden. Ebenso deuten die von Wällen gekrönten verkitteten Schotter der Ruine Alt Wädenswil auf eine Mittelmoränen-Schüttung (LK 1132 Einsiedeln). Damit würde die These um die rückgesenkten Deckenschotter hinfällig (ALB. HEIM 1894a, 1913, 1919).

Mittelmoränen haben sich zwischen dem gegen S, über die Sihl vorgedrungenen Linth-Gletscher und von der Höhronen-Kette zugeflossenen Eiszungen gebildet.

### 5.3.3 Mittelmoränen im Einzugsgebiet des Sihl-Gletschers

Neben der **Kollisionsmoräne** (von G. Wagner gemäss schriftlicher Mitteilung vorgeschlagene Bezeichnung für Stirn- oder Stirnmoränen gegenläufiger Gletscherzungen) von Sihl- und zwischen Etzel und Höhrnonen ins Sihltal eingedrungenem Linth-Gletscher haben Schmelzwässer zwischen Grosser Run- und Sihl-Gletscher sowie zwischen diesem und dem bei Willerzell ausgetretenen Ricken-Gletscher von Büelhöchi (1425.1 m) und Rinderweidhorn (1316.8 m) zur Ablagerung mächtiger Stauschotter geführt (LK 1132 Einsiedeln).

Markante Mittelmoränen haben sich im Quellgebiet der Sihl zwischen Minster-Gletscher und einem Zufluss aus dem Chäswaldtobel gebildet; ebenso ist der Wall zwischen Minster- und Fallenbach-Gletscher (LK 1152 Ibergeregg) als solche zu interpretieren. Eindrückliche Mittelmoränen liegen auf dem Sattel von Oberiberg zwischen Minster- und Waag-Gletscher und auf jenem vom Stock zum Charenstock, zwischen Waag- und Sihl-Gletscher. Der Wall von **Düselplangg** ist als Mittelmoräne zwischen Waag- und

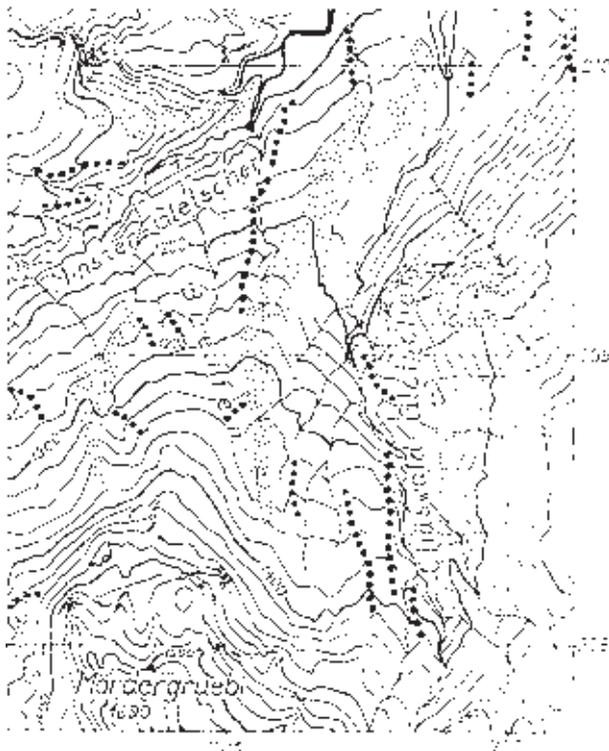


Abb. 5.8 Die spätwürmzeitliche Büeffen-Mittelmoräne (punktiert) zwischen Minster- und Chäswald-Gletscher; jüngere Wiedervorstösse: dicke Punktreihen. LK 1152 Ibergeregg.

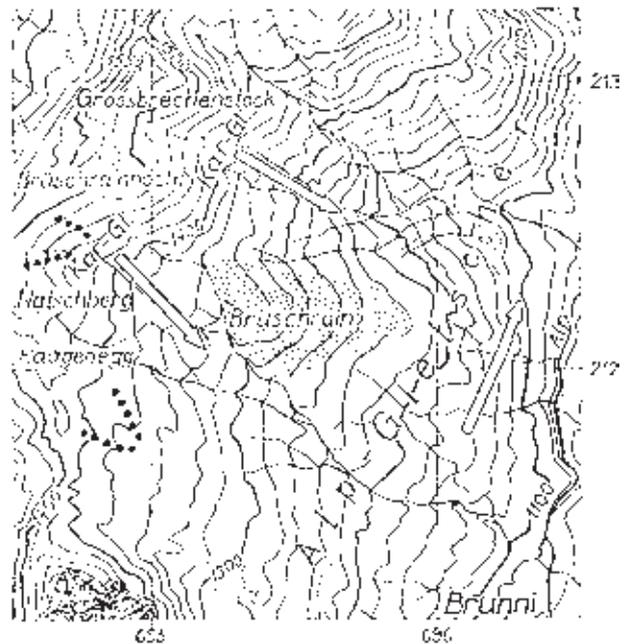


Abb. 5.9 Der Schuttwall zwischen Eis aus den Nätschboden-Brüschrainhöchi- und Brüschrainhöchi-Grossbrechenstock-Karen bekundet eine persistente Mittelmoräne: punktiert; trennende Felskante zwischen den Karen: gestrichelt; jüngere Wiedervorstösse: dicke Punktreihen. LK 1152 Ibergeregg.

einem vom Fidisberg-Biet-Farenstock-Gebiet zugeflossenen Gletscher zu deuten; jener zwischen **Büeffen** (701.1/208.8) und Laburg entspricht einer solchen zwischen Minster- und Chäswaldtobel-Gletscher (Abb. 5.8).

Auf dem Friherrenberg-Sattel südlich von Einsiedeln hat sich zwischen Sihl- und eingedrungenem Linth-Gletscher eine präwürmzeitliche Mittelmoräne mit einem markanten Schratenkalk-Erratiker gebildet. Der Wall Böswis-Dümpflen westlich Einsiedeln entstand als würmzeitliche Mittelmoräne zwischen Alp-Gletscher und einem von Samstageren (1310.5 m) gegen Nordosten abgestiegenen Kargletscher.

Im **hinteren Alptal** zeichnet sich auf **Brüschrain** 1339.4 m (695.3/212.2) eine markante persistente Mittelmoräne als horizontal laufender Wall ab zwischen einer von Nätschberg-Brüschrainhöchi (1517 m) abgestiegenen Eiszunge und einer solchen vom Grossbrechenstock (1559.4 m, Abb. 5.9).

Die Finger von Mittelmoränen-Endaufschüttungen des über den Pass von Rothenthurm geflossenen Muota/Reuss-Gletschers werden als Geotop-Beispiel 1 (S. 45) beschrieben.

# 6 Unterseeische Moränen im Vierwaldstätter See

René Hantke

## Zusammenfassung

Die mächtigen unterseeischen Moränen im Vierwaldstätter See weisen eine bedeutend ältere Geschichte auf, als bisher angenommen wurde. Die geradlinig verlaufende Chindli-Moräne ist durch gegeneinander vorstossende Zungen von Reuss- und Engelberger Gletscher gebildet und wohl bei entsprechendem Eisstand von Kaltzeit zu Kaltzeit, als Kollisionsmoräne, höher geschüttet worden.

Beim unterseeischen Moränenbogen W von Vitznau begann die Schüttung ebenfalls schon nach dem ersten Vorstoss von Reuss- und Engelberger Gletscher. Bei entsprechenden Eisständen wurde wohl auch dieser sukzessive höher geschüttet.

Zwischen Brünigarm des Aare-Gletschers und dem gegen NW vorgestossenen Engelberger Eis bildete sich am NE-Fuss des Rotzberg ein kurzer Mittelmoränen-Ansatz und von Stansstad zur Biregg-Halbinsel eine weitere unterseeische Mittelmoräne.

Beim weiteren Vorstoss drang eine Zunge von Engelberger Eis in die Talung von Obbürgen ein und schüttete die Moräne von Dönnimatt.

Die altbekannte Mittelmoräne an der NE-Ecke des Bürgenstock der Höchststände von Brünigarm des Aare-Gletschers und Reuss-Gletscher lässt sich unterseeisch weit in den Vierwaldstätter See hinaus als Endaufschüttungen auf dem Grund des Chrüztrichters

verfolgen. Sie ist in ihrer Form und Grösse mit der klassischen Mittelmoräne der Chamhalden N des Säntis vergleichbar.

Eine der Moräne von Ingenbohl entsprechende unterseeische Stirn- moräne des Reuss-Gletschers im Vierwaldstätter See wurde vom Muota-Delta teilweise überschüttet.

## 6.1 Einleitung

Im Vierwaldstätter See sind seit den Tiefenlotungen für die Kurvendarstellung der Blätter 208 Weggis (1889) und 381 Brunnen (1894) des Siegfried-Atlas zwei unterseeische Moränen des Reuss-Gletschers bekannt, die Vitznau- und die Chindli-Moräne. Diese sind als Wiedervorstösse während des spätwürmzeitlichen Abschmelzens des Reuss-Gletschers gedeutet worden (HEIM 1894b, BRÜCKNER in PENCK & BRÜCKNER 1909, BUXTORF 1910Ka, 1913K, 1916, et al. 1916K, HANTKE 1958, 1980). Im Zusammenhang mit der Neukartierung von Blatt 1151 Rigi mit Nordteil von Blatt 1171 Beckenried (HANTKE et al. 2002Kb) wurde den unterseeischen Moränen erneut Beachtung geschenkt. Schon vor 16 Jahren wurde ein Versuch gewagt (HANTKE 1987a), den geradlinigen Verlauf und die bedeutende Mächtigkeit der Chindli-Moräne im Gersauer Becken neu zu deuten. Zudem haben Höhen-

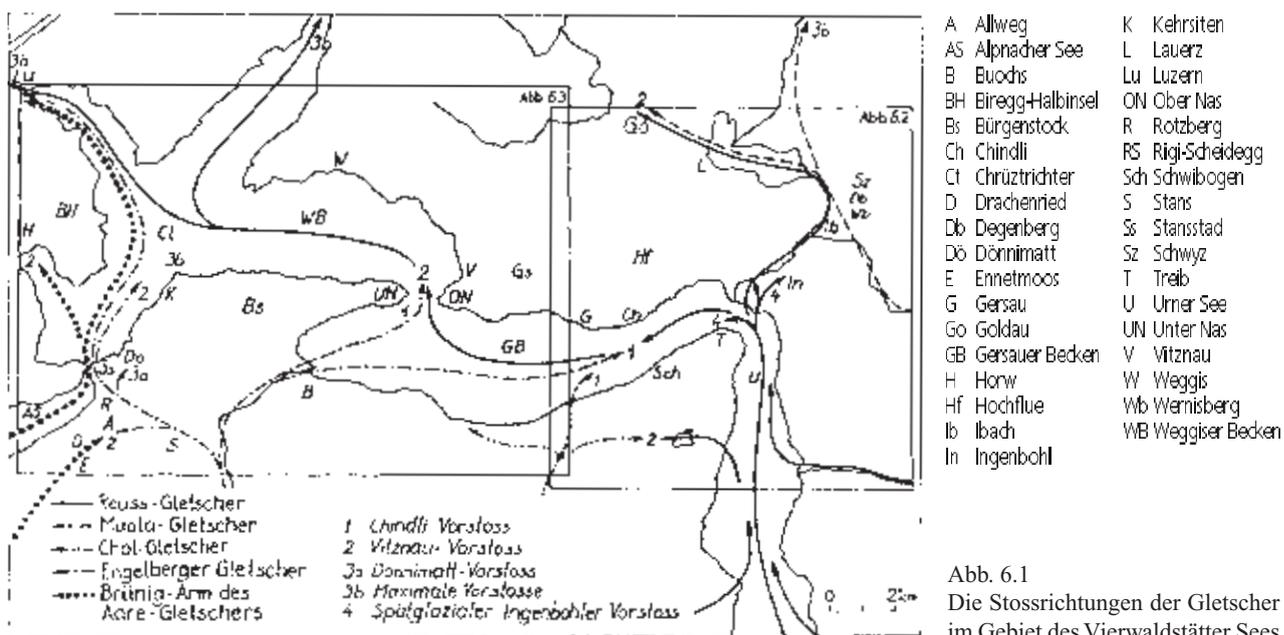


Abb. 6.1 Die Stossrichtungen der Gletscher im Gebiet des Vierwaldstätter Sees

kurvenbilder des Seegrundes erlaubt, die Landaufnahmen zu ergänzen und auf Seebereiche auszudehnen.

Neuer Hauptgesichtspunkt ist die bisher kaum beachtete Bedeutung von Mittelmoränen und ihre Vereinigung zu Obermoräne d.h. der Schutttransport **auf** dem Eis anstelle der bisher angenommenen Dominanz von Grundmoräne, dem Transport am Gletschergrund mit all seinen Konsequenzen (HANTKE & WAGNER 2003a,b). Die nie bewiesene Annahme PENCK & BRÜCKNERS (1909) einer sukzessiven Eintiefung der Landoberfläche von Eiszeit zu Eiszeit und die Vorstellung, die Täler seien in einer frühen Kaltzeit durch die Gletscher gewaltig übertieft und erst in späteren Eiszeiten aufgeschottert worden, sind zu revidieren. Im Vierwaldstätter See (Urner See, Gersauer und Weggiser Becken) hat die alpine Tektonik das Grundrelief vorgezeichnet. Die Gletscher flossen in allen Kaltzeiten durch bestehende Täler, tiefen diese **nicht** ein, sondern schütteten sie mit Schottern und auf den Grund abgeschmolzener Obermoräne auf. Diese wurden beim nächsten Vorstoss mit etwas Grundmoräne überfahren.

Die unterseeischen Moränen widerspiegeln erneut die Mannigfaltigkeit eiszeitlicher Strukturen, die durch **auf** dem Eis transportierten Schutt entstehen können.

## 6.2 Die Chindli-Moräne im Gersauer Becken (LK 1171 Beckenried)

Die Dimensionen der beiden einander entsprechenden Wälle des bei Brunnen sich gabelnden Reuss-Gletschers, die unterseeische Chindli-Moräne: 145 m hoch und 700 m breit, und die stirnnahen Seitenmoränen im Talkessel von Schwyz: 5–7 m hoch und 30–40 m breit, stehen in keinem Verhältnis zu einander. Der Chindli-Wall ist nicht nur über 20-mal so hoch, sondern auch 20-mal so breit wie die entsprechenden Wälle der Ibacher Zunge. Daraus resultiert für die Seemoränen ein Volumen, das fast 400-mal so gross ist. Der unterseeische Chindli-Wall kann damit kaum nur als kurzfristiger Wiedervorstoss beim spätwürmzeitlichen Zurückschmelzen des Reuss-Eises wie die Ibacher Wälle gedeutet werden. Dies muss zu einer sinnvolleren Deutung der Entstehung der Chindli-Moräne anspornen.

1987 wurde dargetan, dass an ihrem Aufbau schon der entsprechende würmzeitliche Vorstoss beteiligt gewesen sein dürfte. Dabei stiess der schuttbedeckte Reuss-Gletscher im Becken von Gersau zwischen Schwibogen und Chindli auf den bei Stans ebenfalls sich gabelnden Engelberger Gletscher. Dem in angestammter Richtung gegen NW vorgestossenen Eisarm war durch das über den Brünigpass geflossene rechtsseitige Aare-Eis der ungehinderte Abfluss ins westliche Vierwaldstätter Seebecken erschwert worden. Dies

geschah bei Allweg W von Stans durch den Drachenrieder Arm, vor allem durch das im Becken des Alpener Sees vorgestossene Aare-Eis. Die gegen E ins Gersauer Becken vorgedrungene, noch vom Chollgletscher unterstützte, ebenfalls schuttbedeckte Zunge traf zwischen Schwibogen und Chindli auf die etwas mächtigere westliche Reuss-Gletscherzunge. Zwischen den beiden aufeinander stossenden Eiszungen wurde aus dem Oberflächenschutt, wie aus dem Kurvenbild des Seegrundes hervorgeht (Abb. 6.2), ein auffallend geradlinig laufender unterseeischer Wall, die Chindli-Moräne, geschüttet. Mit Wagner (schriftliche Mitteilung) kann dieser spezielle Typ als Kollisionsmoräne bezeichnet werden.

Kollisionsmoränen sind gar nicht so selten: bei Allweg zwischen Stans und Ennetmoos, NW des Sihlsees zwischen Sihl- und eingedrungenem Linth-Gletscher, im Luganer See zwischen einem Tessin/Adda-Lappen und einem Tresa-aufwärts geflossenen Tessin-Arm.

Die Kulmination der Chindli-Moräne ist zudem im P. 384 36 m überhöht; Wagner denkt allenfalls an eine Endaufschüttung einer Mittelmoräne.

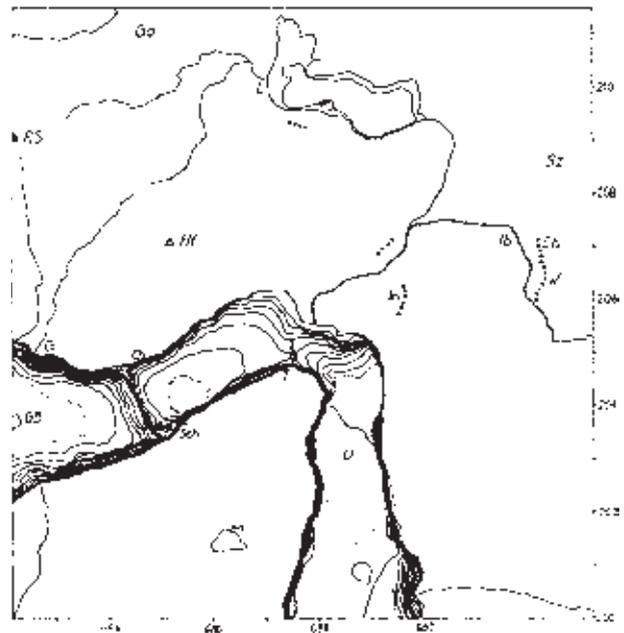


Abb. 6.2 Die unterseeische Chindli-Moräne als Kollisionsmoräne zwischen dem östlichen Arm des Engelberger und dem Vierwaldstätter See-Arm des Reuss-Gletschers sowie die entsprechenden stirnnahen Seitenmoränen von Wernisberg–Degenberg im Talkessel von Schwyz, die älteren Schottern aufsitzen.

Die der stirnnahen Ingenbohrer Moräne (Institut–Kloster–Dorfkirche) entsprechende unterseeische Endmoräne des Vierwaldstätter See-Armes des Reuss-Gletschers wurde vom Muota-Delta teilweise überschüttet, ist aber mit P. 341 NE von Treib noch zu erkennen. Erläuterung der Lokalitäten: Abb. 6.1.

Mit der In-Frage-Stellung des sukzessiven glazialen Eintiefens der Täler im Laufe des Eiszeitalters durch die Erklärung der NE-schweizerischen Deckenschotter (HANTKE & WAGNER 2003a,b) als auf Grund gelaufene und verschwemmte Mittelmoränen öffnen sich auch neue Perspektiven für die subaquatischen Vierwaldstätter See-Moränen. Da Mittelmoränen sich heute immer an denselben Stellen einfinden, dürfte dies auch in der Vergangenheit kaum anders gewesen sein. Damit hätten sich auch Kollisionsmoränen erzeugende Eisvorstösse in älteren Kaltzeiten ganz ähnlich verhalten wie in der letzten Kaltzeit.

Beim weiteren Vorstossen der Gletscher verhinderte der bei Ibach austretende Muota-Gletscher ein kräftigeres Vorstossen des von Brunnen gegen NE fließende Reuss-Eis. Dieses tendierte daher mehr gegen W, ins Gersauer Becken. Da im W der Chindli-Moräne Engelberger Eis lag, konnte das Reuss-Eis den Wall weder beim würmzeitlichen Vorstoss noch bei früheren Eisvorstössen einfach wegstossen. Dies setzt jedoch voraus, dass das Relief in den Einzugsgebieten von Reuss-, Engelberger und Aare-Gletscher etwa die selben Veränderungen erlitten hat.

Nur das den subaquatischen Chindli-Wall überfließende Reuss-Eis konnte weiter nach W gelangen. Auch dies dürfte sich bei früheren Vorstössen ebenso zugezogen haben. Dagegen sind die von Seelisberg absteigenden spätwürmzeitlichen Seitenmoränen eher bescheiden, und am Fuss der Hochflue-Kette fehlen welche praktisch ganz.

Ein Ausräumen von Moränengut ist unwahrscheinlich; die oberste Lage, echte Grundmoräne und darunter gelegene, auf den Seegrund abgeschmolzene Ober-

moräne ist vom erneut vorrückenden Eis überflossen, etwas verflacht, „überprägt“, aber nicht ausgeräumt worden.

### 6.3 Die Vitznauer Moräne im Weggiser Becken (LK 1151 Rigi)

Der von Stans gegen E vorgestossene Arm des Engelberger Gletschers wandte sich nach Buochs auch gegen den tektonisch vorgezeichneten Durchlass zwischen Bürgenstock und Gersauer/Vitznauer Stock. Schon im ersten Eisvorstoss wurde der höchste Bereich zwischen den Nasen angegriffen und als unterseeischer Endmoränenbogen mit ausgebrochenem Gesteinsgut ins Weggiser Becken geschüttet.

Beim weiteren Vorstoss des Reuss-Gletschers wurde die gegen NE in den Talkessel von Schwyz vorgestossene Zunge vom austretenden Muota-Gletscher gebremst. Gemeinsam stiessen beide bis Goldau vor.

Der gegen W gerichtete Reuss-Gletscherarm vermochte so den ihm entgegen geflossenen Engelberger Arm zurückzudrängen. Dies gibt sich aus dem bogenförmigen Ansatz auf der S-Seite der Chindli-Moräne, im Schwibogen, zu erkennen. Dadurch wurde der Druck auf den Durchbruch zwischen den Nasen verstärkt, und der Moränenbogen bei Vitznau wurde durch weitere Schüttungen höher und breiter. Da sich dieser Vorgang nicht nur in der letzten Kaltzeit, sondern schon vom ersten Vorstoss an durch alle Kaltzeiten hindurch ähnlich wiederholt haben kann, wäre nicht nur die Chindli-, sondern auch die Vitznauer Moräne sukzessive höher geschüttet worden (Abb. 6.3).



Abb. 6.3

Beim weiteren Vorstoss des Reuss-Gletschers von der Chindli-Moräne wurde der östliche Arm des Engelberger Gletschers vom Reuss-Eis überwunden, der Eisdruck auf den Durchbruch zwischen den Nasen verstärkt und die Basis der halbkreisförmigen subaquatischen Vitznauer Stirnmooräne mit Schuttgut überschüttet. Zugleich bildete sich zwischen über den Brünig geflossenem Aare-Eis und den durch den tektonisch vorgezeichneten Durchlass Stans-Stansstad vorgestossenen NW-Arm des Engelberger Gletschers ein S-N-verlaufender subaquatischer Wall gegen die S-Spitze der Biregg-Halbinsel. Die Mittelmoräne von Kehrsiten mit Ansatz an der NW-Nase des Bürgenstock; sie setzt sich auf dem Seegrund gegen den Chrüztrichter fort. Erläuterung der Lokalitäten: Abb. 6.1.

#### **6.4 Die Mittelmoräne am NE-Fuss des Rotzberg und der subaquatische Rücken Stansstad–Halbinsel Biregg (LK 1170 Alpnach)**

Mit dem Vorstoss des Engelberger/Reuss-Gletschers zur Vitznauer Moräne wurde das durch den Durchlass zwischen Stans und Stansstad vorrückende Engelberger Eis von dem durch die Talung des Alpnacher Sees vorgestossenen Brünigarm des Aare-Gletschers vermehrt gegen den westlichen Bürgenstock gedrängt. Zwischen den beiden hat sich am NE-Fuss des Rotzberg, im Hubel, ein kurzer Mittelmoränen-Ansatz ausgebildet. N von Stansstad zeichnet sich auf dem Seegrund ein bisher kaum beachteter, S–N-laufender subaquatischer Rücken ab, der gegen das S-Ende der Biregg-Halbinsel zielt. Dieser bekundet wohl ebenfalls eine Mittelmoräne, die sich zwischen Aare-Eis und von ihm an den Bürgenstock gedrängten Engelberger Eisarm gebildet hat (Abb. 6.3).

Beim weiteren Vorstoss drang eine Zunge von Engelberger Eis am westlichen Bürgenstock in der Talung von Obbürgen vor und hinterliess bis Dönnimatt eine eindrucksvolle Endmoräne. Aufgrund der Abfolgen auf der S-Seite des Buechberg (Kt. Schwyz, WELTEN 1988) dürften neben dem würmzeitlichen noch ältere Vorstösse zu ihrer Schüttung beigetragen haben.

#### **6.5 Die Mittelmoräne von Kehrsiten (Atlasblatt Luzern, LK 1150)**

Mit dem noch stärkeren Anwachsen der Eismassen in den einzelnen Kaltzeiten und ihrem weiteren Vordringen in die Becken des Vierwaldstätter Sees bildete sich bei Müliortegg W von Kehrsiten an der NW-Ecke des Bürgenstock eine bis 60 m hohe Moränennase. Diese ist schon früh als Mittelmoräne zwischen dem Engelberger/Brünig-Arm des Aare-Gletschers und dem Engelberger/Reuss-Gletscher erkannt worden (BUXTORF 1910Ka, et al. 1916K, KOPP et al. 1955K, KOPP & BUXTORF 1962b). Sie setzt sich unterseeisch noch 1,5 km in den See fort. Die Erhebungen P. 351 und P. 352 am Grund des Chrüztrichter sind als aufgesetzte „Mittelquappen“ im Sinne WAGNERS 1997, als typisch geformte Mittelmoränen-Endaufschüttungen, zu deuten.

Die Bürgenstock-Moräne ist daher mit denen von Allweg und Hubel als eine über alle Kaltzeiten gewachsene, persistente Mittelmoräne zu deuten und mit der Chamhalden-Moräne am N-Fuss des Säntis zu vergleichen (HANTKE 1978, Fig. 29, 1980, Fig. 43 und Abb. 5.1a,b, S. 99 und 100).

Da die subaquatischen Chindli- und Vitznauer Moräne wohl ebenfalls über alle Kaltzeiten bei analogen Eis-

ständen sukzessive höher geschüttet worden sind, dürfte dies auch für sie und für den subaquatischen Wall Stansstad–Biregg-Halbinsel zutreffen.

#### **6.6 Die spätwürmzeitlichen Gletscherhalte**

Dass sich die schon beim Vorstoss angelegten unterseeischen Moränenstände von Vitznau und Chindli mit ihrer enormen Mächtigkeit beim Zurückschmelzen des Reuss-Gletschers erneut als bevorzugte Rückschmelzlagen anboten, ergibt sich aus entsprechenden Eisständen unter dem Goldauer Bergsturz und im Schwyzer Becken. Bei Goldau konnte Gasser (Kap. 3.6) beim Nationalstrassenbau unter den Trümmern der Bergstürze den bisher nur S von Lauerz durch Moränen bekannten Goldauer Stand nachweisen, der zeitlich jenem von Vitznau entspricht. Der Stand von Ibach (= Chindli) ist durch eine 5–7 m hohe Seitenmoräne auf der Schotterflur von Wernisberg–Degenberg SE von Ibach belegt (S. 107).

Zum Endmoränen-Ansatz des gut 20 m hohen Ingenbohler Walles (Institut–Kloster–Dorfkirche, Blatt 1151 Rigi) zeichnet sich neben den Wällen am SE-Fuss des Urmiberg auch zwischen Urner See und Gersauer Becken, bei P. 341 NE von Treib, ein entsprechender Moränenwall ab. Dieser wurde durch den Schuttfächer der Muota teilweise überschüttet, ist aber im Kurvenbild klar zu erkennen (Abb. 6.2). Dieser Wall ragt weit weniger hoch über den Seegrund empor als Chindli- und Vitznauer Moräne und ist mit gut 15 m Höhe mit dem Ingenbohler Wall vergleichbar.

#### **6.7 Die sukzessive Auffüllung der Becken des Vierwaldstätter Sees**

Im Laufe des Eiszeitalters wurden die Berge niedriger, die Täler weiter und die Seebecken allmählich etwas zugeschüttet. Im noch 214 m tiefen Gersauer Becken liegt der Felsgrund bis 30 m unter dem Meeresspiegel. Die glaziale Auskolkung strebt gegen Null, da die gegeneinander vorgestossenen Reuss- und Engelberger Gletscher ihre Kolk-Energie gegenseitig zerstört haben. Die Auffüllung durch rezente, pleistozäne und pliozäne Seesedimente durch Bäche, Reuss- und Muota-Schweb (ausgeschmolzene Ober- und Grundmoräne) bewegt sich seit der Platznahme der Decken um 250 m (FINCKH 1977, et al. 1984). Da die unterseeischen Moränen unter der Sturmwellenbasis liegen, sind sie kaum abgetragen worden, haben durch Abgleiten ihrer Hänge etwas und durch die Auffüllung der Becken deutlich an Höhe eingebüsst, so dass ihre heutigen Dimensionen Minimalwerte darstellen.

# 7 Zur Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes

René Hantke

## Zusammenfassung

Nachdem versucht worden ist, das Überdauern von Kaltzeiten durch Alpenpflanzen im Rigi- und Briener Rothorn-Gebiet oberhalb der Vereisungsgrenze wahrscheinlich darzulegen, erhebt sich die Frage nach einem weiteren Zurückverfolgen von Landschafts- und Vegetationsgeschichte, insbesondere der Herkunft und Einwanderungsgeschichte von Alpenpflanzen nachzugehen. Nach einer Diskussion einiger neu zu überdenkender geologischer Probleme – Molasse-Schuttfächerbildung, glaziale Übertiefung von Alpentälern, Grundmoränenbildung, fluviales Eintiefen von Tälern, Abtrag ganzer Deckenteile – wird versucht, eine Landschaftsgeschichte der Zentralschweiz und des östlichen Berner Oberlandes zwischen dem jüngeren Oligozän und dem Pliozän zu entwerfen.

Während die Schwyzer Klippen durch eine Ur-Panixerpass- und eine Ur-Bisistal-Quersenke aus dem Grenzbereich von penninischem und ostalpinem Ablagerungsraum an den Alpenrand vorgeglitten sind, bietet sich für die Obwaldner Klippen ein Vorgehen durch eine Ur-Hasli-Depression an.

Die Anlage der Becken des Vierwaldstätter und des Zuger Sees sind durch Grenzblätter, Deckengrenzen und aufgebrochene Gewölbe tektonisch bedingt. Die Schüttung des Rigi-Schuttfächers erfolgte im Wechsel von kühlzeitlichen Geröllschüben mit warmzeitlichen, fossilführenden Feinsedimenten.

Die Quersenzen Ur-Panixerpass–Ur-Bisistal im Osten und Ossola-Tal–Gries–Grimsel–Hasli im Westen bekunden – neben der Bewegungsbahn von Deckenteilen, eine noch ältere Talung für die Molasseschüttungen – die Möglichkeit für einen jungoligozänen und miozänen Floren-Austausch. Auf unterschiedlichem Substrat und Höhenlage boten sie bei wiederholtem Klimawechsel noch im jüngeren Tertiär und im Eiszeitalter Wanderrouten für Floren und Faunen zwischen Alpen-Süd- und -Nord-Seite.

## 7.1 Einleitung

Bei Kartierungen in der Zentralschweiz und den Glarner Alpen für den Geologischen Atlas der Schweiz und beim Fahnden nach möglichen präglazialen Florenrelikten (HANTKE et al. 2001) wurde versucht, für Rigi und Briener Rothorn eine Landschaftsgeschichte zu entwerfen. Mit dem zeitlichen Ablauf des geologi-

schen Geschehens, einer Geschichte des Reliefs, kann es – zusammen mit der geschichtlichen Entwicklung des floristischen Inhaltes der Vegetationsdecke – gelingen, möglichen Einwanderungswegen kühl- und kaltzeitlicher Floren nachzuspüren.

## 7.2 Neu zu überdenkende erdgeschichtliche Lehrmeinungen

### 7.2.1 Zur Entstehungsgeschichte der Molasse-Schuttfächer

Die Molasse-Schuttfächer werden – aufgrund ihres Fossilinhaltes, vor allem ihrer warm-gemässigten-subtropischen Florenelemente – meist als warmzeitliche Ablagerungen alpiner Flüsse in ein flaches Vorland, zeitweise in ein seichtes Randmeer, betrachtet. Über Jahrzehnte sich erstreckende Arbeiten in Molasse-Schuttfächern haben gezeigt, dass die Schüttungen mit ihrem Geröllinhalt (Gesteinsnatur, Geröllgrösse, Einregelung) und der Ausdehnung der Nagelfluhbänke längs und quer zur Strömungsrichtung kaum nur durch alpine Flüsse mit Hochwasserspitzen geschüttet worden sein können; dies schon gar nicht unter warm-gemässigtem-subtropischem Klima mit hoher Waldgrenze, bei dem ein Teil des Niederschlags vom Wald an die Atmosphäre zurückgegeben und ein weiterer vom Wurzelwerk zurückgehalten wird.

In **Warmzeiten** wurden vor allem feinkörnige Sedimente abgelagert, und warmzeitliche Pflanzengesellschaften besiedelten das Alpenvorland. Aufgrund ihrer Polleninhalte (HOCHULI 1978, EBERHARD 1986, 1989) waren weite Gebiete der Alpen-N-Seite von Laubmischwäldern, höhere Lagen von Nadelwäldern bestockt. Oft über Kilometer verfolgbare grobgeröllige Nagelfluhbänke bekunden aber nicht gleichzeitig erfolgte Ablagerungen in Flussbetten. Zudem waren die jungoligozänen und miozänen Alpen kaum viel breiter und die Wasserscheide bald einmal erreicht. Selbst sintflutartige Starkniederschläge und ein bedeutendes Relief konnten nicht genügen, um N-alpine Flüsse mit ihrer Schuttfracht so weit ins Vorland vordringen und diese in km-breiten Strängen ablagern zu lassen.

Die **beobachtbaren Fakten** sprechen für plötzliche Ausbrüche alpiner, durch Rufen und Bergstürze

gestauter Flussseen. Diese sind in **Kühlzeiten** bei **tiefer Waldgrenze** durch seitlich niedergefahrenes Schuttgut von verschertem, über labilen Untergrund bewegtem Fels zu langen Flussseen gestaut worden. Bei weiteren Rufen-Niedergängen schwappten die gestauten Wassermassen über; der abdämmende Schuttwall barst, so dass sich Stauinhalt und Schuttdamm **katastrophenartig** ins Vorland ergossen (Abb. 7.1). Dort fiel aus dem Gemisch von Wasser, Schlamm und Gesteinsgut der dabei gerollte Schutt sukzessive aus. Die anfangs kaum eingeregelter Schotterflur verfestigte sich zu Nagelfluh, der Sand zu Sandstein. Nachdem der Stausee entleert war, floss der Fluss wieder mit normaler Transportlast, führte Schlamm und bei Hochwasser Sand und Geröllresten. Im flachen Vorland begann er auszufern und neigte – trotz raschen Bewuchses mit Gebüsch längs Wasseradern – zu Überschwemmungen.

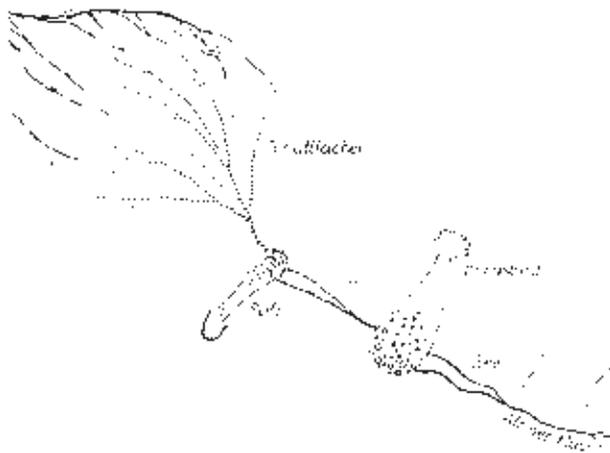


Abb. 7.1 Die Bildung von Molasse-Schuttfächern durch Ausbrechen alpiner Stauseen

Rufen-Niedergänge und Ausbrüche hinterstauter Wassermassen konnten sich in einer **Kühlphase** mehrmals wiederholen, bis das Klima wieder wärmer wurde, die Waldgrenze anstieg und Rufen-Niedergänge nachliessen, was warmzeitliche fossile Floren in Feinsedimenten bekunden (HEER 1855–59, HANTKE 1954, 1964, 1991, 1993, HANTKE & STAUFFER 1999, HOCHULI 1978, EBERHARD 1986, 1989).

### 7.2.2 Zur „glazialen Übertiefung“ von Alpentälern und zum Problem Grundmoräne

Die tiefen Alpentäler werden meist als von Gletschern ausgeräumt, als „glazial übertieft“ betrachtet. Bei Tiefbohrungen in Alpentälern, etwa bei der fast 600 m tiefen, randnahen Bohrung Hohenems im Vorarlberger Rheintal (OBERHAUSER 1982K, 1991), beginnt die Lockergesteinsfolge über dem Felsgrund nicht mit Grundmoräne, sondern mit Sanden, Schottern und Blockschutt. Die Gletscher konnten daher die Täler zuvor gar nicht so tief ausgeschürft haben. Zudem fol-

gen – etwa in der Linthebene – unter letzt-warmzeitlichen Sedimenten solche einer vorletzten und darunter noch ältere Ablagerungen. Leider liegen erst bei wenigen paläobotanisch untersuchten Tiefbohrungen, die den Fels erreicht haben, Altersdaten vor.

Die Alpentäler wurden vorwiegend **tektonisch angelegt**: Quertäler durch quer laufende Scherstörungen (Blattverschiebungen), bei Decken Grenzblätter, Längstäler durch Überschiebungen, aufgebrochene Gewölbe und Mulden. Den Gletschern kommt beim Vorstoss in wenig verfestigte Sedimente und dem Frost bei der Ausweitung der Täler längs Klüften niedergebrochener Gesteinspartien Bedeutung zu. Damit stellt der Felsgrund weder im Alpen-Rheintal, noch im Vierwaldstätter See, etwa im Urner See (BUXTORF et al. 1916K, BRÜCKNER 1956a, HANTKE 1961a, et al. 2002 Ke, SCHINDLER 1969), wo er seismisch erst knapp 200 m unter dem Meeresspiegel nachgewiesen ist, noch im Briener See, die „Quartärbasis“ dar. Die Becken sind somit **nicht** „glazial“ übertieft. Der Felsgrund ist **älter**; er fällt in die Zeit der Zerschierung bei der Platznahme der helvetischen Decken, vor gut fünf Mio. Jahren. Das tiefste Schuttgut im ersten Urner See wurde schon damals abgelagert und blieb in der tektonischen Senke liegen; der Reuss-Gletscher hat beim Vorstoss nur wenig Schutt weiter verfrachtet. Die tiefsten Sedimente sind daher nicht unbedingt pleistozän; sie können als Gesteinsschutt, Schotter und Sande im Vorfeld eines frühesten Reuss- bzw. Aare-Gletschers bis an die Mio-/Pliozän-Wende zurückreichen, während nach bisheriger Vorstellung zwischen dem jüngeren Miozän und dem jüngeren Pliozän Sedimente von über drei Mio. Jahren „fehlen“.

Zudem wurde der Gletscherschutt auch in den Kaltzeiten **nicht** auf dem Boden als Grundmoräne fortbewegt, sondern, wie schon LOUIS AGASSIZ (1840) am Unteraargletscher festgestellt hat, auf der **Oberfläche**. Gegen das Ende einer Kaltzeit schmolz der Obermoränenschutt auf den Talboden und wurde beim Vorstoss in der nächsten Kaltzeit vom wieder vorgestossenen Gletscher überfahren, gepresst, „vorbelastet“ und mit etwas echter Grundmoräne zu einer Pseudo-Grundmoräne vermengt. Auch die canyonartigen Schluchten, die Aare- oder die Taminaschlucht (HANTKE & SCHEIDEGGER 1993, 2000), sind **nicht** vom Wasser eingesägt worden; sie folgen Störungen und sind im Kalkstein von kalten Tiefenwasser durch Lösung „geglättet“ worden.

Die rund 400 m tiefe, geophysikalisch und durch Bohrungen belegte Menzinger Rinne zwischen oberem Zürichsee und Zuger See mit Felstiefen bis unter 270 m bzw. 330 m ü.M. hat sich – dem Molassestreichen folgend – am S-Rand einer bis zur Überkippung aufgerichteten, von Querstörungen zerscherten Molasseabfolge gebildet. Diese ist dabei kollabiert, und ihr

Schutt füllte die Mulde. In der Rinnenfüllung sind palynologisch zwei Warmzeiten nachgewiesen (SIDLER 1988). Darunter folgen noch mindestens 170 m moränenartige Sedimente, die in ihrer Position – quer zur Fliessrichtung der Gletscher – eine Reihe weiterer Kalt/Warmzeit-Zyklen beinhalten können; zuunterst sind Sande erbohrt worden (WYSSLING & FELBER 1995). Die untere Moränen-Abfolge möchte WYSSLING (2002) als Grundmoräne einer einzigen Kaltzeit, der „Grössten Eiszeit“, zuweisen. Eine derart mächtige „Grund“moräne einer einzigen Kaltzeit wäre absolut einmalig. Die Verfrachtung zäher, kompakter „Grund“moräne am Gletscherboden, wo die Schubkraft des Gletschers scharf abfällt, ist auszuschliessen. Dagegen erfolgte der Transport problemlos als zu **Obermoräne** vereinigten Mittelmoränen, bei der das Eis als Förderband gewirkt hat (WAGNER 2001c). Wohl tritt Grundmoräne meist am Gletschergrund auf; doch sind Wysslings Dimensionen um zwei Grössenordnungen zu gross.

### 7.2.3 *Fluviales Eintiefen der Talsysteme?*

Der Nachweis der Menzinger Rinne und ihre Füllung haben nicht nur Konsequenzen für die Deutung der Geschichte zwischen Zürichsee und Zuger See. Nach bisheriger Auffassung wären die Täler des Mittellandes in Warmzeiten des Eiszeitalters bei bis über 70 % Waldbedeckung im Alpen-Vorland und in den N-Alpen sukzessive eingetieft worden. In den Kaltzeiten wären vor den anrückenden Gletschern jeweils auf immer tieferen Niveaus gewaltige Schotterfluren geschüttet worden: Höherer, Mittlerer und Tieferer Deckenschotter. Am bayerischen Eisrand werden zuoberst noch ältere Deckschotter unterschieden.

In den Schweizer Deckenschottern lassen sich geröllanalytisch verschiedene Schotterstränge auseinanderhalten, so dass sich diese gliedern lassen (GRAF 1993, 1995, in MATOUSEK et al. 2000K, BITTERLI et al. 2000K, BOLLIGER et al. 1996, HANTKE & WAGNER 2003a,b, HANTKE et al. 2003) und teils pliozänes Alter belegen.

Unterhalb der Deckenschotter werden für eine differenziertere Geschichte des mittleren und jüngeren Pleistozäns – je nach Schule – weitere, vom jeweiligen Eisrand aus geschüttete Schotterfluren unterschieden: mehrere Hoch-, Mittel- und Niederterrassenschotter. Für all diese höheren schweizerischen Schotterfluren bietet sich eine weit realistischere Deutung an: Sie wurden lokal vom Rand in bereits **in Tälern fliessenden Gletschern auf eisfreie Hochflächen** geschüttet. Dabei kommt den **Mittelmoränen** für die Lieferung des Schuttgutes entscheidende Bedeutung zu (HANTKE 1991 S. 208; WAGNER 1997 S. 134, WAGNER 2001c): Es sind auf Molasse- oder Tafeljura-Riedel auf Grund gelaufene, durch Schmelzwasser und Regengüsse ver-

frachtete, „moränennahe“ Schotterfluren (HANTKE & WAGNER 2003a,b).

### 7.2.4 *Abtrag durch Karbonatlösung*

Wie steht es mit dem in den Erdwissenschaften immer wieder diskutierten Abtrag von Deckenteilen und von ganzen Decken? Im Muotatal, auf Silberen, Charetalp und Glattalp, lässt sich der Abtrag durch Lösung bei auf nacktem Kalkhochflächen aufliegenden Findlingen ermitteln. Unter ihnen hat sich ein maximal 10–12 cm hoher, an Gletschertische erinnernder Kalkschemel gebildet. Die Findlinge liegen auf einem Kranz auf dem Silberen-Plateau; für einen letztspätwürmzeitlichen Moränenwall hat die Substanz nicht ausgereicht. Doch haben die Blöcke seit dem Eisvorstoss vor 11'000 Jahren die Karsthochfläche vor Lösungsabtrag geschützt (Abb. 7.2). Aus der Höhe der Kalkschemel resultiert ein Abtrag der umliegenden Karstfläche von 1 cm in 1000 Jahren. Ähnliche Schemel finden sich auf Rautialp (Kt. Glarus), und BRÜCKNER (1956b) hat solche – noch ohne chemischen Abtrag – vom Hoch Fulen-Gebiet (Kt. Uri) beschrieben.



Abb. 7.2 Erratiker auf Kalkschemel des letzten spätwürmzeitlichen Eisvorstosses auf Oberist Twärenen, Silberen (Kt. Schwyz). Unter dem Erratiker blieb die Oberfläche vor der Karbonatlösung durch Regen- und Schneeschmelzwasser bewahrt: Es entstand ein Kalkschemel. Bei Blöcken, die sich im letzten spätwürmzeitlichen Gletschervorstoss abgesetzt haben, erlaubt die Schemelhöhe von 10–12 cm eine Lösungsrate von 1 cm/1000 Jahre zu ermitteln.

Für die Zeit seit der Platznahme der helvetischen Decken vor fünf Mio. Jahren ergäbe sich zunächst ein Lösungsabtrag von maximal 50 m. Auf den flachen Hochflächen war dieser jedoch unter dem kaltzeitlichen Eisschild **geringer**; Vorstoss- und Abschmelzphasen haben später eingesetzt und früher aufgehört. An vertikalen Flächen – zwischen Schrattenkalk und eingepresstem Kieselkalk der aufliegenden Toralp-Abfolge – konnten gar nur wenige cm bis dm beobachtet werden. Der mechanische Abtrag ist auf den Hochflächen minimal; er beschränkt sich auf lokales

Ausbrechen von Felswannen durch vorstossendes Eis. Auf Silberen–Twärenen–Bödmeren sind viele Senken rein tektonisch bedingt, was ihre Füllung mit Toralp-Abfolge belegt; es sei denn, sie wären schon in Spätphasen der Platznahme der Decken, im jüngsten Miozän, glaziär ausgeräumt worden (HANTKE 2001K, et al. 2002Ke,f).

Ein wirksamerer Hang-Abtrag erfolgte und geschieht noch immer mechanisch an steilen Flanken durch Felsstürze, Steinschlag, Rufen und Rutschungen. An der Druesberg-Südwand lässt sich – trotz aktiver Felsabbrüche – seit der Platznahme vor fünf Mio. Jahren ein Abtrag von nur wenigen hundert Metern ermitteln. Die Täler werden kaum tiefer, aber breiter und die Berge schroffer.

### 7.2.5 Der Abtrag ganzer Deckenteile

Für den Bereich zwischen Alpen-Rheintal und Thunersee wird angenommen, dass die höchsten tektonischen Einheiten, die Klippen-Decke und in den Schwyzer Alpen noch darüber liegende hochpenninische und ostalpine Elemente, bis auf die bescheidenen Reste der östlichen Schwyzer Klippen, abgetragen worden wären.

Die dargelegten Kalklösungswerte sind von Bedeutung für den Abtrag von Deckenteilen in den Helvetischen Kalkalpen und für die Klippen-Decke. Diese können nach ihrer Platznahme vor fünf Mio. Jahren nicht über weite Areale bis auf bescheidenste Reste abgetragen worden sein. Die Zentralschweizer Klippen übersteigen den maximalen Abtragungswert um weit über eine Zehnerpotenz. Zwischen Thuner- und Genfersee, in den Préalpes médianes, ist die Klippen-

Decke intensiv verfault; ihre Gewölbe sind aufgebrochen. Als Ganzes blieb die Decke aber noch weitgehend intakt. Die Zentralschweizer Klippen sind daher kaum Reste einer zusammenhängenden Decke; sie sind als **einzelne Schollen** auf Flysch und helvetischen Decken verfrachtet worden. Ihr Schutt hat im jüngeren Oligozän und im Miozän, in initialen Zerbrechungsphasen und Frühphasen ihres Transports über Relief, in Hochlagen und in Kühlzeiten, das Schuttgut des Rigi–Rossberg-Schuttfächers geliefert (Abb. 7.3 und 7.4).

Ein Abtrag durch Fließgewässer, die nach heftigen Regengüssen, bei plötzlich einsetzender Schneeschmelze und besonders bei deren Kombination, kurzfristig gewaltige Schuttmengen verfrachten, bleibt unbestritten. Transportkraft und landschaftsprägender Einfluss sind – vor allem unmittelbar darnach – beeindruckend; doch schon nach wenigen Jahrzehnten sind die Spuren verheilt. Festzuhalten ist, dass bei solchen Ereignissen **nicht Fels**, sondern **Gesteinsschutt** verfrachtet wird. Zur Diskussion steht aber der **Abtrag von Fels**.

## 7.3 Zur Landschaftsgeschichte zwischen jüngerem Oligozän und Pliozän

### 7.3.1 Der Nordrand der im jüngeren Oligozän sich bildenden zentralen Alpen

Gegen das jüngere Oligozän setzten in den werdenden Alpen Verfrachtungen von ihrer Unterlage abgescherter Erdrindenstücke, von **Decken**, verstärkt ein. Zugleich wurden aus alpinen Stammtälern Schuttfächer anfangs in ein perialpines Meer, dann – bei klimatisch bedingtem, tieferem Meeresspiegel – auf das landfest

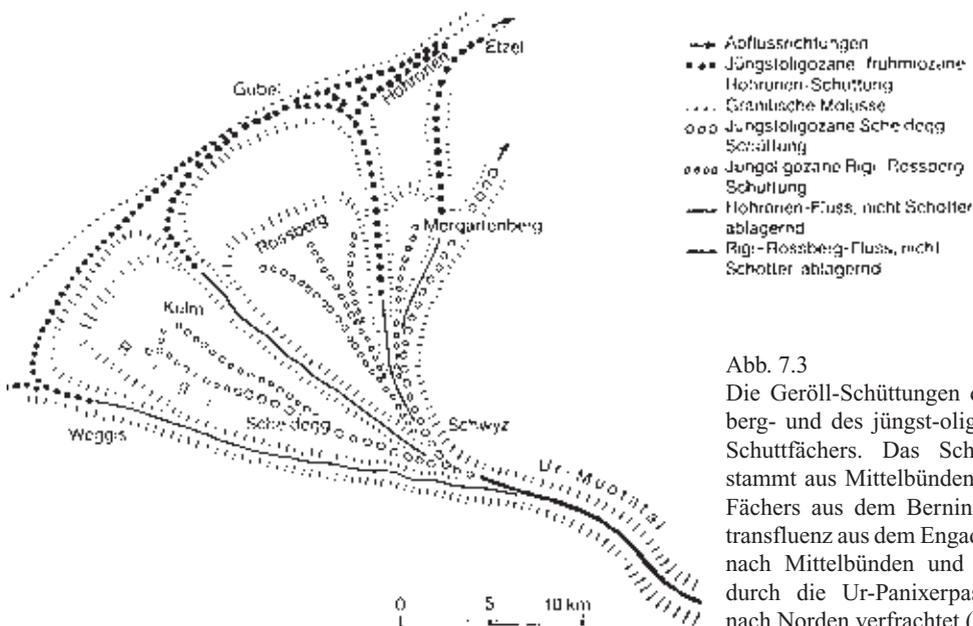


Abb. 7.3 Die Geröll-Schüttungen des jung-oligozänen Rigi-Rossberg- und des jungst-oligozän–frühmiozänen Hohenrennen-Schuttfächers. Das Schuttgut des Rigi-Schuttfächers stammt aus Mittelbünden, jenes des jüngeren Hohenrennen-Fächers aus dem Bernina-Gebiet. Es wurde durch Eis-transfluenz aus dem Engadin über Ur-Julier und Ur-Albula nach Mittelbünden und bei Seeausbrüchen als Muren durch die Ur-Panixerpass- und Ur-Bisistal-Quersenne nach Norden verfrachtet (Abb. 7.1).

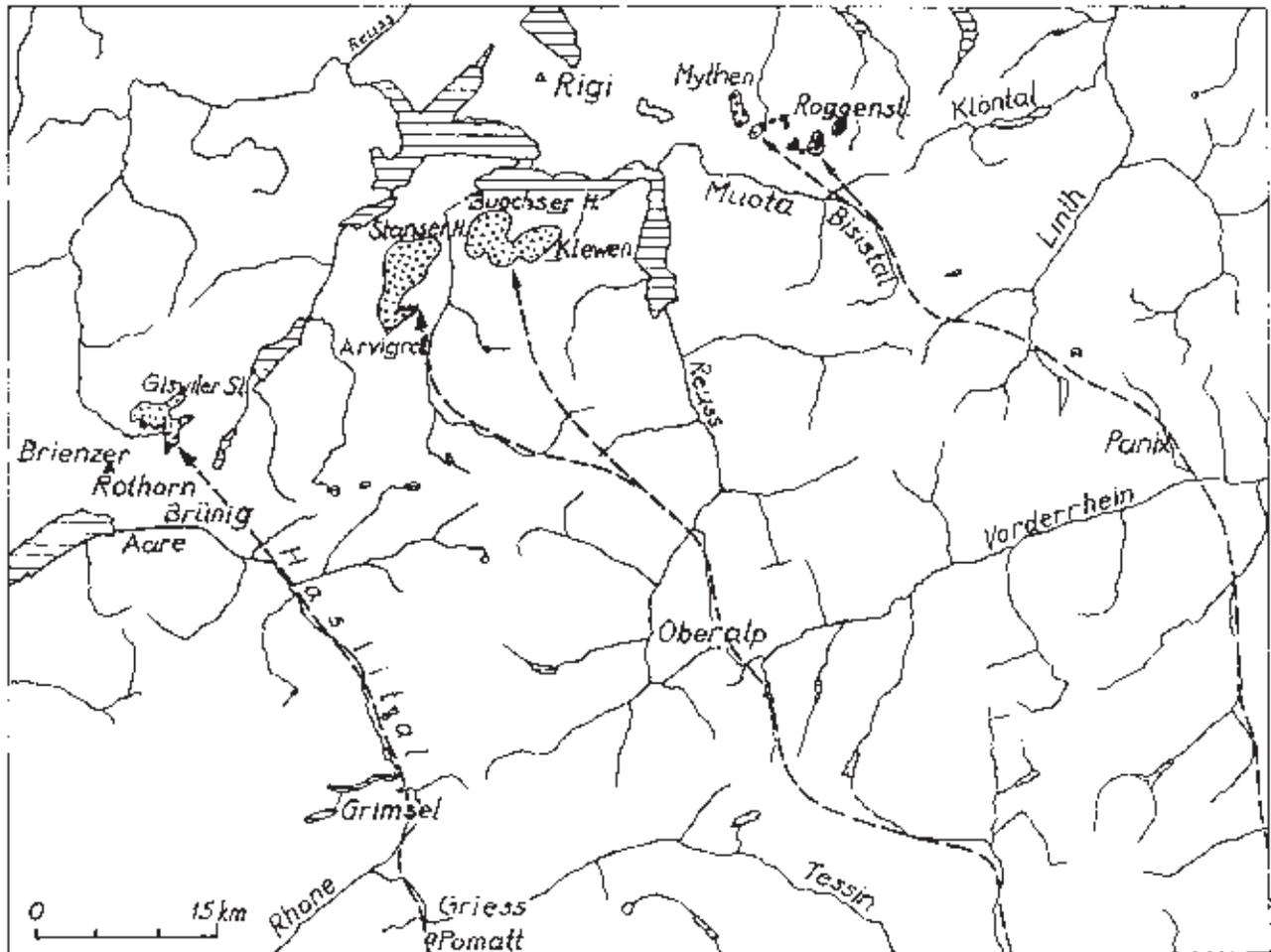


Abb. 7.4 Die Klippen der Zentralschweiz sind auf dem Rücken der helvetischen Decken und Flysch-Schuppen durch Quersenkungen aus Südosten in ihre heutige präalpine Position in der Zentralschweiz gelangt. Im Osten erfolgte dies durch eine Ur-Panixerpass- und eine Ur-Bisistal-Depression, im Westen durch die Ur-Hasli-Depression. Penninische Klippen punktiert; Ostalpine Klippen schwarz

gewordene Vorland geschüttet. Bei den Bewegungen der ostalpinen und penninischen Decken, vor allem beim Transport der als Schollen über Relief verfrachteten Schwyzer Klippen, fiel mächtig Gesteinsschutt an. Dieser stammte aus Liefergebieten in Mittelbünden (SPECK 1953, STÜRM 1973, HANTKE 1988, 1991). Als Transportwege bieten sich Strukturen unter den späteren Quersenkungen der helvetischen Decken, Ur-Panixerpass- und Ur-Bisistal-Depression, an. Ein Teil des über 100 km<sup>2</sup> umfassenden Rigi-Rossberg-Schuttgutes, in dem Nagelfluhbänke km-weit durchhalten, wurde schon bei der Schüttung als Feingut weiter verfrachtet, ein weiterer später von den Decken überfahren und ein letzter fiel Bergstürzen zum Opfer und wurde zum Teil vom Reuss-Gletscher als Erratiker und Mittelmoränen fortgetragen.

Wenig jüngere Schüttungen zeichnen sich im Höhrnen-, noch jüngere im W im Napf- und im E im Hörnli-Fächer ab. Auf ihnen fehlen obermiozäne und pliozäne Sedimente. Es ist jedoch kaum anzunehmen, dass sie im Pliozän und im Pleistozän vollständig abgetragen wurden. Westlich von St. Gallen liegen solch jüngere

Sedimente als kühlzeitliche Tannenbergschüttung vor (HOFMANN 1957, 1973K). Noch jüngere, pliozäne Ablagerungen sind in den Senken zu erwarten, die bei der Platznahme der helvetischen Decken durch Ausscheren der subalpinen Molasse-Schuppen aus ihrem Ablagerungsraum entstanden und in aus Blattverschiebungen hervorgegangenen Gräben. Ihre Sedimente finden sich teils in Deckenschottern (S. 112) auf Hochflächen als auf Grund gelaufener, epiglaziärer Schmelzwasser-Ablagerungen von ins Mittelland vorgestossenen alpinen Gletschern (WAGNER 1997, 2001c, HANTKE & WAGNER 2003a,b).

### 7.3.2 Die Anlage der Täler um das Rigi-Gebiet

Der Vorstellung, die Täler im Rigi-Gebiet wären im Eiszeitalter glazial zunehmend tiefer ausgeräumt worden (RÜTIMEYER 1877), wurde bei Neukartierungen der Atlasblätter überprüft.

Die Becken von Vierwaldstätter und Zuger See und die Talung Brunnen-Schwyz-Arth sind tektonisch angelegt

(HANTKE 1961a, 1986, 1991, et al. 2002Kb,e). Der **Uerner See** verdankt seine Entstehung Grenzblättern, längs denen die Flanken bei der Platznahme auf Gleithorizonten auseinander gefahren sind, so dass die Decken beidseits des Sees um über 700 m gegeneinander verstellt erscheinen (S. 111). Die **Talung Brunnen–Ibach**, das **Seebecken Brunnen–Buochs** und das von der untersten Engelberger Aa durchflossene Tal zwischen **Buochser Horn–Stanser Horn** und **Bürgenstock** verlaufen zwischen der Stirn der Drusberg-Decke im S und den durch diese vom Rücken der Axen-Decke abgescherten und an den Alpenrand verfrachteten Kreide-Eozän-Schuppen im N, den steil gegen SE einfallenden Hochflue- und Urmi-Platten. Die Hochflue endet NE der Egg, der Urmiberg bei Seewen. Senkrecht zum Streichen setzen ihre östlichen Äquivalente – Bächistock- und Silberer-Decke – auf der Axen-Decke ein (HANTKE 1961a, et al. 2002Kb,e). Die Abscherung von ihrer Unterlage erfolgte durch die vorgefahrene Drusberg-Decke, den Flysch und die darauf reitenden Klippen: Mythen, Rotenflue und Iberger Klippen.

Der **Durchbruch der Nasen**, die Verbindung von Gersauer- und Vitznauer Becken, verdankt die Entstehung „Streckungsbrüchen“, schräg laufenden Grenzblättern. Dadurch wurden die von der Axen-Decke abgescherten und am Alpenrand aufgerichteten Kreide-Abfolgen seitlich „gestreckt“.

Der Abschnitt **Vitznau–Chrüztrichter** folgt dem SW-Rand des Rigi-Schuttfächers, an den der Bürgenstock als verbogenes westliches Äquivalent der Urmi-Platte und Fortsetzung der Hochflue-Schuppe anschliesst (HANTKE 1961a, et al. 2002Kb,e). Der **Küssnacher Arm** hat sich im aufgebrochenen Gewölbe vor der starren Rigi-Scholle gebildet.

Die **Zuger See-Talung** entstand bei der Platznahme der helvetischen Decken in der verscherten Rigi-Rossberg-Schüttung und ihrer vorgelagerten Molasse. Dabei sind die Molasseblöcke von Rigi und Rossberg schon früh auf Gleithorizonten auseinander gedriftet. Altersmässig umfasst die Rigi-Rossberg-Molasse das jüngere Oligozän. In Kühlzeiten wurde vorwiegend Grobgut abgelagert. Pflanzliche und tierische Fossilreste finden sich nur in feinen, warmzeitlichen Sedimenten. Von der Scheidegg gegen S, gegen das Tüfenbachtobel, erscheint noch frühes Miozän. Dann lag der Rigi-Schuttfächer für jüngere Ablagerungen zu hoch. Solche konnten nur noch randlich erfolgen: zwischen Luzerner- und Zuger See, zum Walchwiler Berg und zum Höhrnen. Die Rigi-Schüttung aus Mittelbünden wurde von der Höhrnen-Schüttung (Abb. 7.3) mit kaltzeitlichen Zuschüssen aus dem Oberengadin abgelöst. Gegen das mittlere Miozän wurde die Schüttung, bei fortschreitender alpiner Gebirgsbildung, durch jene des Hörnli-Fächers mit veränderten Liefergebieten und neuen Abflusswegen ersetzt.

### 7.3.3 Die Anlage von Haslital und Briener See-Talung

Im jüngeren Oligozän und im Miozän bildete die Hasli-Talung eine flache Quersenke. Aus dem zunächst noch gegen N abfallenden Ossola-Tal erfolgte über Gries–Grimsel–Ur-Haslital die Schüttung der Entlebucher Schuttfächer und später jene des Napf-Fächers. Im jüngeren Miozän bewegten sich durch diese Quersenke und ihre Randbereiche die helvetische Wildhorn-Decke, der Obwaldner Flysch und – auf ihnen reitend – die westlichen mittelpenninischen Zentralschweizer Klippen, Giswiler Stöcke–Rotspitz, gegen Nordwesten.

Die Anlage des heutigen Haslital ist noch jünger, bestimmt durch Störungen, die das Aar-Massiv durchschneiden. Sie verläuft durch die Quermulde in den Faltenachsen der Wildhorn-Decke mit ihren liegenden Falten. In der östlichen Faulhorn–Schwarzhorn-Kette fallen die Faltenachsen gegen das Haslital; nördlich der Aare steigen sie gegen Nordosten wieder an (ARBENZ 1911K, MÜLLER 1938). Dies sind die letzten Zeugen der früheren Schüttungsrinne von Entlebucher und Napf-Schuttfächer.

Die Fortsetzung des Haslital ist gegen Westen in die Briener See-Talung verdankt ihre Entstehung dem axialen Auseinanderreißen der Wildhorn-Decke. Gegen ihre Front erfolgte unter der Last des vorgleitenden Schlieren- und Habkern-Flysches ein Loslösen der Kreidehüllen von ihren im Süden, in den Gebirgskämmen der Faulhorn–Schwarzhorn-Kette, zurückgebliebenen Jura-Kernen (GÜNZLER-SEIFFERT 1934, 1938K). Auf Gleithorizonten, den nordfallenden Callovo-Oxford-Mergelschiefern und Mergelschiefern der untersten Kreide, fuhren die verfalteten und verschuppten Kreide-Hüllen weiter gegen N vor und bildeten die Kreidefalten der Wilerhorn–Briener Rothorn–Brienergrat–Harder-Kette.

In den letzten Phasen der Platznahme der helvetischen Decken begann sich auf den Callovo-Oxford-Schiefern die Talung des Briener Sees zu öffnen. Von den tieferen Jurakernen ist S des Briener Sees der von Querstörungen durchsetzte Rücken der **Rouft** zwischen Giessbach-Hotel zum See-Anfang an der Querstörung Teiffental–Nasen und W der Risetan an Grenzblättern gegen N bewegt worden. Der Rücken setzt sich im gegen W brüsk endenden **Ballenberg** fort; in ihm zeichnen sich gegen N ansteigende Scherflächen ab.

Auf N-fallenden Callovo-Oxford-Schiefern glitten die tiefsten Quintner Kalkstirnen nach NW. Unter der Last der vorgleitenden Schlieren- und Habkern-Flyschmassen rissen die Kreide-Hüllen von ihren Jura-Kernen ab, brach die Wildhorn-Decke auseinander (Abb. 7.5).



Abb. 7.5 Bei der Platznahme der Wildhorn-Decke ist ihr Frontbereich an Längsstörungen axial aufgebrochen. Durch das Vorgeleiten der Kreide-Hüllen auf Gleithorizonten im Bereich oberster Dogger/unterster Malm (Callovo-Oxford-Schiefer) und unterster Kreide (Palfris-Formation-Vitznau-Mergel) öffnete sich unter der Last des von der Brienzergrat-Kette gegen Norden abgleitenden Schlieren- und Habkern-Flysches die Brienzer See-Talung. In der tektonisch entstandenen Längskerbe sammelten sich in Warmzeiten die Flussarme des Hasli in einem Ur-Brienzer See, dem Nordost-Arm eines Ur-Oberländer Sees. In Kaltzeiten floss der Hauptast des Aare-Gletschers durch diese Talung.

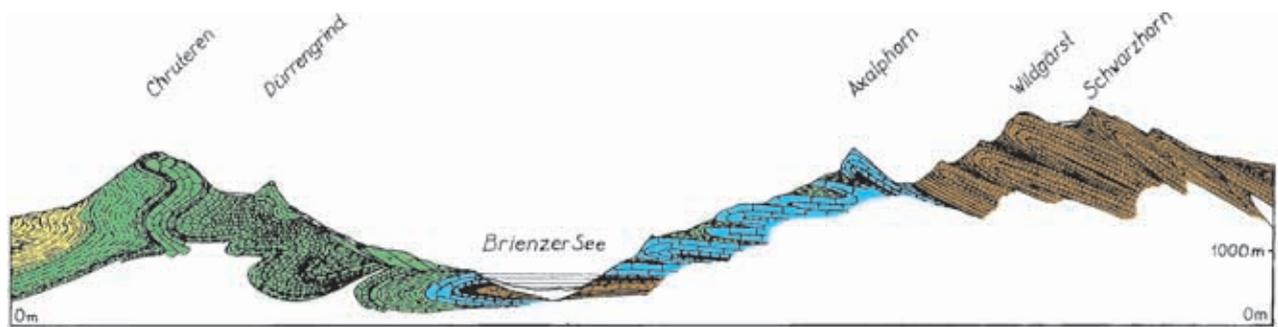


Abb. 7.6 Geologisches Querprofil durch die Berge am oberen Brienz See zwischen Faulhorn-Schwarzhorn-Kette im Süden und Brienzergrat-Kette im Norden, zirka 1:100'000.

Zwischen dem durchscherten Quintner Kalk des Brüniq und von Brienz sind steile ENE-WSW-laufende Störungen zu erkennen. Ebenso verraten sich solche in den Tälern beidseits des Ballenberg, im Tal Brienzwiler-Hofstetten-Brienz und im Aaretal, die sich als Scherstörungen im Brienz See (Abb. 7.5, 7.6 und 7.8) verlieren. Längs Störungen sind Felspartien niedergefahren, versackt.

In der tiefsten Senke, im Aaretal zwischen Meiringen und in ihrer Fortsetzung gegen Südwesten, sammelten sich die Fliessgewässer des Oberhasli im pliozänen Brienzer Arm des Ur-Oberländer Sees (Abb. 7.7). Durch Unterschiebung des Vorlandes wurde die Brienzergrat-Kette höher gestaucht (Abb. 7.5 und 7.6). Der Brüniq in der direkten Fortsetzung der Hasli-Depression liegt in der alten Quersenke mit teils mitgeschleppten Jura-Kernen und vorbewegten Kreide-Hüllen.

Im Eiszeitalter wurde auch die Brienzer See-Talung kaum vertieft, wohl aber erweitert (S. 112).

Die Hänge oberhalb Brienz, zwischen Brienzwiler und Ebligen, zeichnen sich durch zahllose, teils schon von MICHEL (1922K) erkannte Sackungen aus

(Abb. 7.9). Diese reichen bei der Zwischeneegg SE des Arnihaaggen fast bis auf den Grenzgrat Bern/Obwalden. Im subalpinen Bereich waren Sackungen in Warmzeiten von Wald bestockt und schützten die Talflanken weitgehend vor dem Abtrag. In tieferen Lagen sind sie moränenbedeckt, in höheren liegen sie in Palfris-Schiefen, Vitznau-Mergeln, im Diphyoides-Kalk und im helvetischem Kieselkalk. Kahlschläge zur Gewinnung von Alpweiden und für

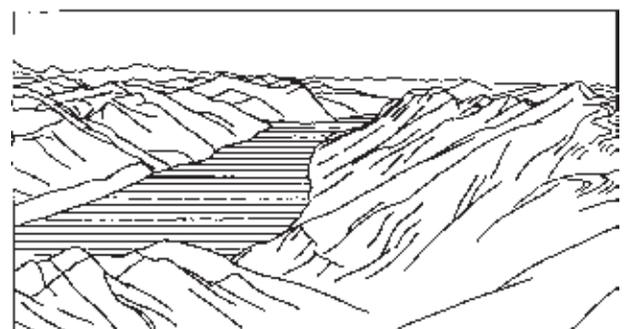


Abb. 7.7 Der nach den letzten Phasen der Platznahme der Wildhorn-Decke entstandene Ur-Brienzer See wurde durch den mehrfach vorgestossenen Aare-Gletscher kaum wesentlich vertieft, wohl aber erweitert. Blick von einem frühen Brienz Rothorn gegen Südwesten auf den Oberländer See.

den Hausbau und Hausbrand haben im gelockerten Gestein zu mächtigen Schuttfächern und seit dem 15. Jh. zu Verwüstungen durch Wildbäche geführt. Erst gegen Brienz stellt sich im Quintner Kalk von Flueberg und Flue anstehender Fels ein (Abb. 7.9).

Ein vergleichbares Geschehen hat sich im **Klöntal** (Kt. Glarus) ereignet. Dort ist die Stirn der Axen-Decke zwischen Glärnisch- und Twiren-Deyenstock-Kette aufgebrochen und auf plastischen Schilt-Schichten vorgeglitten. Neben Längsbrüchen auf der Glärnisch-Seite (SCHINDLER 1959, HANTKE et al. 2002Kd) zeichnet sich die N-Seite des Klöntals durch Sackungen aus (OBERHOLZER et al. 1942K). Wie in der Briener See-Talung sind alte Längsbrüche beteiligt (GÜNZLER-SEIFFERT 1952).

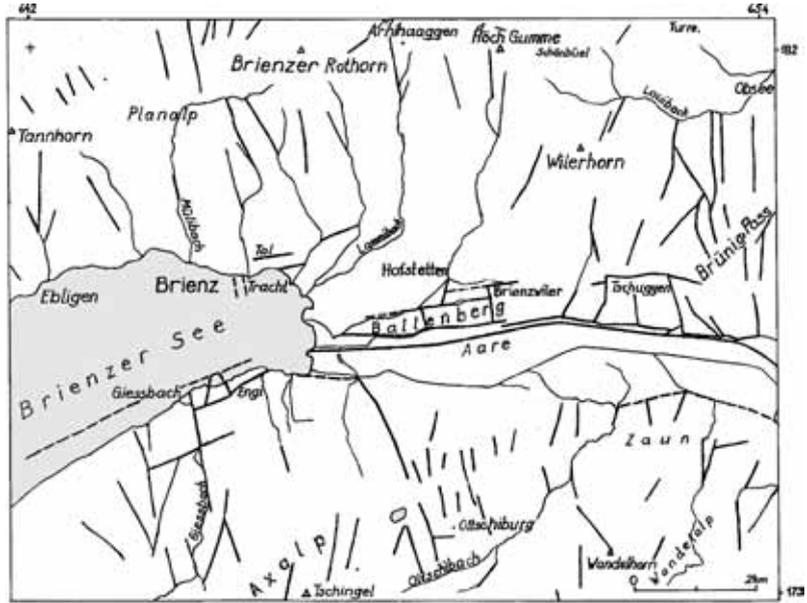


Abb. 7.8 Längs- und Querstörungen im Gebiet Giessbach-Brünigpass

### 7.3.4 Der Transportweg der Zentralschweizer Klippen

Während der Transportweg der westlichen und der östlichen Zentralschweizer Klippen problemlos erscheint (Abb. 7.4), gestaltet sich jener der Klippen von Klewenalp-Buochserhorn und Stanserhorn-Arvigrat, infolge des späteren tektonischen Geschehens, viel schwieriger. Am wahrscheinlichsten erscheint ein Weg aus dem Tessin durch Leventina-Gotthard-Engelberg. Der Hochstau von Gottard- und Aar-Massiv zum Hochgebirge erfolgte erst spät.

### 7.4 Die alpine Gebirgsbildung und der stete Wechsel von Klima und Vegetation

Mit dem Hochstau des Alpen-Hauptkammes und dem steten Wandel von Warm- und Kühlzeiten hat sich auch die Flora laufend veränderten Umweltbedingungen angepasst, was pflanzliche Grossreste und Pollenfloren aus der Molasse dokumentieren. Im **Vorland** breiteten sich zusammenhängende, warmgemässigte Laubmischwälder aus mit Amberbäumen, wärmeliebenden Walnuss-Verwandten und Sumpfyzyphen, in wärmeren Phasen Lorbeer-Gewächse und vereinzelt Fächerpalmen, wie fossile Floren im Rigi- und im



Abb. 7.9 Sackungen auf der Südseite der Briener Rothorn-Kette

Rossberg-Gebiet belegen (HOCHULI 1978, EBERHARD 1989, HANTKE 1964, 1991, et al. 2002Kb). In den **Voralpen** entfalteten sich bis 1200 m über die heutige Waldgrenze, bis 2800 m ü.M. reichende, höhenstufenmässig gegliederte Laubmischwälder; höher oben wuchsen nur noch Nadelhölzer.

Das jeweilige Zurückwandern der in Kühlzeiten verdrängten Wälder erfolgte einerseits perialpin; andererseits erlaubten niedrige Pässe ein rasches Anpassen an das veränderte Klima und ein schnelleres Wiederausbreiten der Gehölze.

Die alpine Flora, die sich in Hochlagen der Rigi zu behaupten vermochte, ist wohl mit den Schwyzer Klippen in die Schwyzer Berge eingewandert. Schon in der ersten Kaltzeit dürfte sie an sonnigen S-Hängen der Rigi und steilen S-Flanken der Druesberg-Kette Refugien gefunden und in den Warmzeiten auf waldfreie Nord- und Ost-Lagen gewechselt haben (HANTKE et al. 2001).

Zwischen **Hasli-** und **Ossola-Tal** zeichnet sich **noch im mittleren Tertiär** ein Einwanderungsweg vom Ur-Toce zur Ur-Aare ab, da weder Grimsel noch Griespass als trennende Wasserscheiden existiert haben (Abb. 7.4).

Mit den Gesteinsdecken ist bei der Gebirgsbildung zu allen Zeiten auch die **Pflanzendecke** mit ihrer **Kleinf fauna mitgewandert**. Mit der Wildhorn-Decke und der bei ihrer Platznahme erfolgten Trennung der Kreide-Hüllen von ihren Jura-Kernen konnte bei an Substrat

und Exposition angepasster Höhengliederung eine alpine Flora ins Briener Rothorn-Gebiet gelangen.

Mit den durch die Hasli-Quersenke vorgefahrenen Giswiler Klippen gelangten Dolomit ertragende, ursprünglich südalpine Arten in die westlichen Zentralschweizer Klippen und vom Mändli über Schönbüel zum Brienergrat. Das Aufsteigen des Aar-Massivs im jüngsten Miozän unterband den früheren Austausch von Laubbäumen über die Grimsel; für alpine und subalpine Arten blieb der Einwanderungsweg nur für windverfrachtete und durch Vögel verbreitete Samen erhalten. Etliche alpine Arten dürften die Kaltzeiten mit der Kleinf fauna an geschützten Südlagen über dem Eis der Talgletscher überdauert haben (HANTKE et al. 2001).

Mit dem Vorgehen der **Giswiler Klippen**, isolierten dolomitischen Gesteinen der penninischen Klippen-Decke aus Süden und Südosten, fallen als Florenrelikte eher solche, als durch Wind und Zugvögel verfrachtete Samen von SW-europäischen, atlantischen Arten in Betracht.

Mit den **hereinbrechenden** Kaltzeiten im Pliozän und Pleistozän, in denen nur bescheidenste alpine Flächen oberhalb der Talgletscher kurzfristig ausaperten, begannen für Pflanzen und Tiere härtere Zeiten. In HANTKE et al. (2001) wurde versucht, die jüngere Landschaftsgeschichte des **Eiszeitalters** im Rigi- und Briener Rothorn-Gebiet und das mögliche Überleben kälteresistenter Arten, aufgrund der heutigen Verbreitung der alpinen Arten, aufzuzeigen.

## 8 Glossar – Fachausdrücke

Um das Heft einer weiteren, erdgeschichtlich interessierten Leserschaft zugänglich zu machen, werden knappe Erläuterungen von Fachausdrücken und erdgeschichtliche Übersichten beigefügt. Weitere Fachausdrücke sind auch in den Tabellen 1.1 bis 1.6 (Kap. 1) und 4.1 (Kap. 4) sowie in Tabelle A: Erdgeschichte (loses Blatt im Umschlag), meist im zeitlichen Zusammenhang, aufgeführt.

Folgende Spezialzeichen bedeuten: > siehe auch ..., >> Gegensatz.

**Abfolge:** Übereinander abgelagerte Folge zusammengehöriger Gesteinsschichten.

**Ablation:** Verlust von Gletschereis an der Oberfläche durch Abschmelzen und Verdunsten infolge Sonneneinstrahlung und Temperatureinflüssen.

**Abscherung:** Durch tektonische Bewegung bedingtes Abgleiten oder Wegpressen einer Gesteinsfolge von ihrer Unterlage.

**Abschiebung:** Wegbewegen infolge Schub eines Gesteinspaketes von der Hauptmasse; >> Aufschiebung.

**Abtragung:** Oberbegriff für die mechanische, chemische oder biologische Zerstörungstätigkeit, die Gesteinsmaterial aus dem Verband lockert, löst und umlagert.

**Akkumulation:** Bezeichnung des Prozesses als auch des Produktes der mechanischen Anhäufung von Gesteinsmaterial. Auch jährlicher Massenzuwachs eines Gletschers.

**Alleröd:** Wärmere Zeitabschnitt in der letzten Kaltzeit, > Interstadial, von 12'000–11'000 Jahren vor heute. Die späteiszeitliche Wiederbewaldung mit Birke und Waldföhre reichte in den Alpentälern bis 1'600 m ü.M.

**allochthon:** Gesteine, die nicht mehr am Ort ihrer Bildung liegen; >> autochthon.

**Alluvion:** Durch junge Fließgewässer (alluvial) erfolgte Ablagerung.

**Aldorfer Sandstein:** Quarzreicher Sandstein des nordhelvetischen Schächentaler > Flysch (älteres Oligozän).

**Ammonit:** Ammonshorn, Kopffüßler, am Ende des Erdmittelalters, vor 65 Mio. Jahren, ausgestorbenes, marines Weichtier, das in der letzten Kammer (Wohnkammer) eines spiralig aufgewundenen, mehrkammerigen (Gaskammern), hartschaligen Gehäuses lebte.

**Antiklinale:** Zu länglichem Gewölbe verformte Gesteinsschichten; die ältesten Gesteine liegen im Kern; >> Synklinale.

**Archäobotanik, -zoologie:** Urgeschichtsbotanik, -zoologie, Pflanzen- bzw. Tierkunde im Gebiet der Urgeschichtsforschung.

**Aufschiebung:** Anschiebung eines Gesteinspaketes an ein anderes; >> Abschiebung.

**autochthon:** An Ort und Stelle gebildet, dem kristallinen Untergrund aufliegend; >> allochthon.

**Biotop:** Lebensverband einer wild lebenden Artengemeinschaft von Pflanzen und Tieren in ihrem Umfeld.

**Blattverschiebung:** Seitliche Verschiebung von Gesteinskörpern an steilstehender Bewegungsfuge.

**Brekzie:** Sedimentäres Trümmergestein mit eckigen Bruchstücken, die durch ein Bindemittel (Zement) verkittet sind.

**Bronzezeit:** Zeitabschnitt von 3'800–2'800 Jahren vor heute. Metallische Werkzeuge und Waffen wurden aus Bronze, einer niedrig schmelzenden Legierung aus Kupfer und Zinn, hergestellt. Ackerbau und Viehzucht (Ziege, Schaf, Schwein, Hund, Rind und Pferd) bildeten die wirtschaftliche Grundlage. Tab. 1.4 und 1.5.

**Bruch:** Verwerfung, abrupte Verstellung von Gesteinsschichten.

**Bunte Nagelfluh:** Mindestens 10 % der Gerölle bestehen aus kristallinen (Tiefen-, Erguss- oder metamorphen) Gesteinen; **Extrem Bunte Nagelfluh:** 50 % der Gerölle bestehen aus kristallinen Gesteinen; >> Kalknagelfluh.

**Couches Rouges:** Rötliche und graue > Mergelkalke der Oberkreide der > Klippen-Decke.

**Decke:** Bei der Gebirgsbildung von der ursprünglichen Unterlage abgelöste, auf fremde Unterlage überschobene Gesteinsmasse (Überschiebungsdecke).

**Deckenkern:** Älteste Gesteine einer Decke, Kern einer Decke.

**Deckenstirn:** Frontpartie, meist gewölbeartiges Ende einer Decke.

**Deckenschotter:** Meist randlich verkittete Schotterflur(en) älterer Kaltzeiten. Es sind auf einer Hochfläche (Molasse oder Tafeljura) auf Grund gelaufene > Mittelmoränen, die durch Gletscher-Schmelzwässer verschwemmt worden sind und eisrandnahen Charakter zeigen. Früher wurden sie als zusammenhängende Schotterfluren betrachtet, in die sich die Täler stufenartig, fluvial oder glazial, eingetieft hätten.

**Depression:** Vertiefung in der Landoberfläche, tektonische Senke.

**Diagenese:** Abgelagertes Lockergesteinsmaterial wird durch erneute Überlagerung mehr oder weniger langzeitigem Druck von geringer Intensität ausgesetzt. Die im Lockergestein zirkulierenden chemischen Lösungen liefern den Zement, was schlussendlich zur Bildung von festem Sedimentgestein führt.

**Dimroth/Watson-Verteilung:** Kugel-Äquivalent der Gauss'schen Verteilung (Glockenkurve) in der Ebene.

**diskordant:** unter spitzem Winkel aneinander stossende Schichten eines Gesteinskomplexes; >> konkordant.

**Dogger:** Mittlere Abteilung und Zeitabschnitt der Jura-Formation/Zeit, vor 180–160 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**Doline, Versickerungstrichter:** Trichterförmige Bodenvertiefung in Kalken und kalkreichen Sandsteinen mit unterirdischer Entwässerung; > Karst.

**Dolomit:** Gestein mit hohem Anteil an Dolomit-Kriställchen (Calcium-Magnesium-Karbonat), das in warmen, extrem flachen Randmeeren ausgefällt worden ist.

**Drumlin:** Aus dem irischen stammender Begriff für unter dem Eis entstandene, Stromlinien-förmige Körper aus Moränen-

gut. Ihre Längsachse deuten die Eis-Fließrichtung an. Viele als Drumlin bezeichnete Formen sind überfahrene > Mittelmoränen.

**Echinodermen:** Tierstamm der Stachelhäuter, marine, wirbellose Tiere mit 5-strahliger Skelett-Symmetrie: Seelilien, Seeigel, Seesterne, Schlangensterne, besiedelten eher wärmere Meere vom Kambrium bis heute.

**Eiszeitalter:** Zeitabschnitt der letzten 2 Mio. Jahre, bei dem sich mehrfach > Kalt- und > Warmzeiten abgewechselt haben. Gegenwärtig werden im Eiszeitalter 14 derartige Wechsel unterschieden; Tab. A.

**Eozän:** Zweitältester Zeitabschnitt des > Tertiärs, der Erdneuzeit, vor 55–36 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**epiglaziär:** auf dem Gletschereis.

**Epipaläolithikum:** Jüngster Abschnitt der Altsteinzeit, des Paläolithikums, 12'000–9'500 Jahre vor heute.

**Erguss:** Ausfluss von Magma an die Erdoberfläche oder am Meeresboden.

**Ergussgestein:** An die Erdoberfläche oder am Meeresboden ausgetretenes, rasch abgekühltes und dabei nur teilweise auskristallisiertes, magmatisches Gestein.

**Erosion:** Linienförmig verlaufender Abtrag durch fließendes Wasser, Eis und Wind. Da meist nur lockerer Schutt aufgegriffen und oft schon nach kurzem Transport wieder abgelagert wird, ist die Wirkung auf Felsgestein als gering einzustufen.

**Erratiker, Erratischer Block, Findling:** Durch Eis in ein gesteinsmässig anderes Gebiet verfrachteter Block. Leitgestein für den Linth-Gletscher sind: > Verrucano-Blöcke, für den Sihl-Gletscher: Einsiedler > Nummulitenkalke, für den Schächenarm des Reuss-Gletschers: > Altdorfer Sandstein und für den Urner Reuss-Gletscher: Windgällen-Porphyr, Kristallin des Aar-Massivs.

**Europäisch-schweizerische Spannungsrichtung:** Eine Hauptspannung (= Maximaldruck) liegt zwischen 110°N und 145°E.

**Evolution:** Stammesgeschichtliche Entwicklung von Pflanzen- und Tierwelt (= Phylogenie).

**Exotischer Block:** Artfremder Gesteinsblock, der ins Sediment eingeglitten ist.

**Fallen (= Fallwinkel):** Neigungswinkel einer Schicht- oder Bruchfläche gegen die Horizontale; >> Streichen.

**Fallrichtung:** Steilst mögliche Richtung einer Geraden in einer Schicht- oder Bruchfläche.

**Falte:** Durch seitlichen Druck verbogene Gesteinsschichten, Strukturgebilde von gewisser Längserstreckung.

**Faltenachse:** Gedachte Verbindung aller Punkte mit kleinstem Krümmungsradius längs einer Falte.

**Fazies:** Gesamtheit der Merkmale eines Gesteins hinsichtlich Beschaffenheit (> Lithologie, > Fossilinhalt und Lebensspuren).

**Fenster:** Durch Aufbruch des gewölbeartig gestauchten Untergrundes entstandene Lücke in der Decke, durch die der jüngere Untergrund zu Tage tritt; > Knopfloch; >> Klippe.

**Findling:** > Erratiker, erratischer Block.

**fluvial, fluvial:** durch Fließgewässer bearbeitet, erzeugt.

**Flysch:** Wechsellagerung von sandigen und tonigen Gesteinen, seltener Brekzien und Konglomeraten, die bei der (alpinen) Gebirgsbildung in sich verengenden Trögen des alpinen

Randmeeres abgelagert wurden. Dabei sind vom Abhang des Troges ausgebrochene, noch kaum verfestigte Sedimente als Trübebröme verfrachtet und in der Beckentiefe als zyklisch sich wiederholende Abfolgen (> Brekzie, > Konglomerat, > Sandstein, > Tone) wieder abgelagert worden. Als jüngste Gesteinsfolge (obere Kreide bis Alttertiär) wurde der Flysch noch in die Faltung einbezogen; oft bildet er Deckengrenzen.

**Foraminiferen:** Schalentragender, meist planktonisch (im Meerwasser) oder benthonisch (am Meeresgrund) lebender Einzeller, dessen Plasmakörper durch kleine Öffnungen (lat. Foramina) austreten kann. Sie haben im Laufe der Erdgeschichte eine ungemene Formenfülle entwickelt und bilden, da ihre Schälchen meist in grosser Zahl auftreten, bevorzugte > Leitfossilien.

**Fossil, Petrefakt:** Versteinerter oder inkohlter Überrest eines Lebewesens; > Leitfossil.

**fossil:** in erdgeschichtlicher Vergangenheit entstanden; >> rezent.

**Fucoiden:** Frassgänge schlammfressender mariner Organismen.

**Garschella-Formation:** Spatkalke und Grünsandsteine, neue Bezeichnung für Helvetischen Gault, 110–95 Mio. Jahre, Tab.1.2.

**Geomorphologie:** Lehre von den auf der Erdoberfläche wirkenden Vorgängen und den dadurch entstandenen Landschaftsformen.

**Geotop:** Erdgeschichtliches Objekt oder Landschaftsbereich von erdgeschichtlicher Aussagekraft.

**Gewölbe:** Höchster Bereich einer Falte; > Antiklinale; >> Mulde, Synklinale.

**Glaukonit:** Dunkelgrünes Mineral, das durch marine Organismen im Meer gebildet wird.

**glazial:** kaltzeitlich entstanden.

**glaziär:** durch Gletscher erzeugt, bearbeitet, abgelagert.

**glazifluvial:** durch Gletscher-Schmelzwasser erzeugt, abgelagert; kaltzeitlich durch Schmelzwasser entstanden.

**Gleichgewichtslage:** Gletscher-Grenzbereich, an dem sich Anreicherung von Schnee (> Akkumulation) und Abschmelzung (> Ablation) die Waage halten.

**Gleithorizont:** Weiche, > inkompetente Gesteinsschicht aus Mergel oder Ton, auf der bei seitlichem Druck das überliegende (> hangende) Gestein abgeschoben wird.

**Gletschermühle:** Begriff aus veralteter Theorie, nach der die Gletschermühlen durch von Wasser angetriebene Mahlsteine entstanden seien; > Strudeloch.

**Gletscherschliff:** Durch Eis-Überföhrung geprägte Felspartie; Sandkörner haben Kritzer im Fels erzeugt.

**Globigerinen, Globorotalien:** Weltweit verbreitete einzellige, planktonische Kleinlebewesen (> Foraminiferen) mit zierlichen Kalkschälchen, deren Bauplan sie zu wichtigen > Leitfossilien werden liess.

**Grenzblatt:** Steilstehende Scherfläche, Grenzfläche, längs welcher Deckenteile bei der Platznahme gegeneinander horizontal verschert und verschoben worden sind.

**Grundgebirge:** Kristalline Unterlage der > autochthonen Sedimentabfolge.

**Grundmoräne:** Gepresste, tonig-siltige Moräne, oft jedoch > Obermoräne, deren Schutt nach Abschmelzen des Eises auf dem ehemaligen Gletscherboden abgelagert und bei erneutem

- Gletscher-Vorstoss von tonig-siltigen Sedimenten, echter Grundmoräne von wenigen cm bis m überlagert und vom Eis gepresst worden ist.
- Grüngestein, Ophiolith:** Zu den submarinen Ergussgesteinen gehörendes Gestein, das in der Frühzeit der Alpenbildung (Oberjura–Kreide) zum Meeresboden aufgedrungen war und sich durch grüne Farben auszeichnet; durch Sauerstoff-Reduktion vergrünt.
- Habkern-Granit:** Exotische Kristallin-Blöcke im Wildflysch. Das granitische Gestein ist nach ihrem häufigen Vorkommen bei Habkern, nördlich Interlaken, benannt.
- Hangendes:** In die Geologie übernommener Bergmannsausdruck für überliegendes Gestein; >> Liegendes.
- Hauptspannungsrichtungen:** Richtungen im Spannungstensor, bei denen keine Scherspannungen auftreten.
- Helvetische Decken:** Im nördlichen Schelf- (Flachmeer-Bereich) des Ur-Mittelmeeres, > Tethys, abgelagerte Sedimente, die südlich des Aar-Massivs vom Untergrund abgesichert wurden, auf dieses aufgeföhren und bei dessen Hebung zu > Decken überschoben und bis zum Alpenrand vorgeglitten sind.
- Helvetische Schichtreihe(n):** Alpine Gesteinsabfolge(n), deren Ablagerungsraum im nördlichen Schelf des Ur-Mittelmeeres, > Tethys, lag und die bei der alpinen Gebirgsbildung bis an den Alpen-Nordrand geschoben wurden; Tab. 1.2.
- Höhle:** Durch natürliche Prozesse, in Karstgesteinen durch Lösungsverwitterung, entstandener Hohlraum in der Erdkruste.
- Holozän:** Jüngster Abschnitt der Erdgeschichte von 10'000 Jahren–heute, Lebewesen gleichen völlig den heutigen; Tab. 1.4 und A.
- Horgener Kultur:** Neolithische Siedlungskultur um 3'200–2'800 v. Chr. zwischen Zuger- und Pfäffiker See. Sie zeichnet sich durch grobgeformte Keramik, kunstvoll bearbeitete Steinäxte und erste kupferne Dolche aus. Ackerbau (Einkorn, Gerste, Zwergweizen, Hirse) und Viehzucht (Ziege, Schaf, Schwein).
- Hydrogeologie:** Wissenschaft von den Erscheinungen und Wirkungen des Wassers in der Erdkruste.
- inkompetent:** mergelig-tonige Gesteinsfolgen sind zur Faltung wenig geeignet, lassen sich aber leicht plastisch verformen; >> kompetent.
- Inoceramen:** Muscheln der oberen Kreide.
- Inselberg:** In einer Ebene stehen gebliebener Berg. Früher meist als nicht durch Eis ausgeräumter Erosionsrest betrachtet, heute durch auseinander bewegte Schertektonik erzeugt; oft vom Eis überprägt.
- Interglazial:** Zwischeneiszeit, Abschnitt zwischen zwei Kaltzeiten mit deutlich wärmerem Klima, was Wiederbewaldung ermöglicht; > Interstadial.
- Interstadial:** Wärmerer Abschnitt innerhalb einer Kaltzeit, jedoch kein vollständiger Eisabbau, mit nur kühlzeitlicher Wiederbewaldung; > Interglazial.
- Jahrring(alter):** Bäume und Wurzeln mehrjähriger Pflanzen zeigen jährliche Zuwachszonen mit hellem (weicherem) Früh- und dunklem (härterem) Spätholz. Durch witterungsbedingte Ausbildung von Jahr zu Jahr entsteht ein Muster, das wie ein Zeit-Strichcode gelesen werden kann.
- Jura(zeit):** Formation, Zeitabschnitt des Erdmittelalters (> Mesozoikum), vor 210–140 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.
- Kalknagelfluh:** Über 90 % der Gerölle bestehen aus Kalken und Kalksandsteinen; >> Bunte Nagelfluh.
- Kaltzeit:** Kalte Periode in der jüngsten Erdgeschichte mit Jahresmittel-Temperaturen um  $-4-2^{\circ}\text{C}$  (heute  $8-9^{\circ}\text{C}$ ). Die alpinen Gletscher sind in ein in eine baumlose > Tundra verwandeltes Mittelland vorgestossen; >> Warmzeit.
- Känozoikum:** Erdneuzeit mit Tertiär und Quartär, Zeitraum von 65 Mio. Jahren–heute; Tab. 1.2 und A.
- Kar:** Sesselförmige Felswanne in steilerem Berghang mit flacherem Boden und oft talwärtiger Felsschwelle.
- Karren, Schratzen:** Durch chemische Lösung von Regen- und Schneeschmelzwasser entstandene Rinnen und Rillen auf vegetationsarmen bis -freien Kalkoberflächen.
- Karst:** Nach einer Landschaft in Istrien benanntes, zerklüftetes Kalkgebiet mit Verwitterungsbildungen durch kalklösendes Regen- und Schneeschmelzwasser mit > Karren, > Dolinen, > Höhlen.
- Karstquelle:** Unterirdisch durch ein Karstgebiet geflossenes, kaum filtriertes, meist kalkarmes Wasser, das auf einer undurchlässigen Schicht, oft im Talgrund austritt.
- Kieselkalk, helvetischer:** Gesteinsformation der oberen helvetischen Unterkreide; zeichnet sich durch gebankte, harte marine Kalke aus, Farbe dunkel-blau-grau, wittert düster beige an, 132–124 Mio. Jahre; Tab. 1.2.
- klastisch:** aus Trümmern bestehend.
- Klippe:** Deckenrelikt auf fremder, jüngerer Unterlage; >> Fenster.
- Kluft:** Bei der Faltung und Schieferung in spröden Gesteinen > tektonisch, in > magmatischen Gesteinen bei der Abkühlung entstandene Fuge. Klüfte sind allgegenwärtig, treten selbst in kleinen Aufschlüssen in Scharen auf. Sie lassen das tektonische Geschehen erkennen, erweisen sich als Soll-Abbruchstellen von Fels- und Bergstürzen. Oft sind sie durch karbonat- oder kieselsäurehaltige Wässer zu Calcit- oder Quarzadern verheilt.
- Klus:** Schluchtartig aufgebrochenes Quertal in einer Gebirgskette.
- Knopfloch:** Domartig aufgewölbte Sediment- oder Kristallin-Serie, die in ihrem Kern ältere Gesteine erkennen lässt, fälschlich oft als > Fenster bezeichnet.
- kompetent:** Gesteine in Schichtpaketen, die zur Fortleitung von gerichtetem Druck befähigt sind, sich jedoch spröde und bruchbildend verhalten; >> inkompetent.
- Konglomerat:** Sedimentgestein mit zu Geröllen gerundeten Komponenten; > Nagelfluh.
- konkordant:** ungestörte Übereinander-Lagerung, im Profil parallel gelagert; >> diskordant.
- kontinental:** festländisch.
- Kreide(zeit):** Jüngste Formation, Zeitabschnitt des Erdmittelalters (> Mesozoikum), vor 140–65 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.
- Kreuzschichtung:** Engräumig schräg übereinander liegende Schichtung, die sich in Fließgewässern und Deltas auf der Leeseite von Hindernissen bildet. Durch Veränderung der Strömung ändert sich die Schüttungsrichtung.
- Kristallin:** Kurzform für kristalline (magmatische und metamorphe) Gesteine und für das Grundgebirge.
- Kühlzeit:** Erdgeschichtlicher Zeitabschnitt mit kühlzeitlichem Klima (Jahresmittel  $2-5^{\circ}\text{C}$ , heute  $8-9^{\circ}\text{C}$ ) mit tiefer Wald-

grenze und erhöhter Frosteinwirkung; kühler als heute, aber weniger kalt als eine > Kaltzeit; >> Warmzeit.

**Längstal:** Parallel zu Grossstrukturen (Deckengrenzen, Faltenachsen) verlaufendes Tal (Martigny–Chur, Engadin); >> Quertal.

**Landschaftsgeschichte:** Versuch, das > tektonische und > morphologische Geschehen in ein möglichst widerspruchsfreies zeitliches Nacheinander einzuordnen.

**Leitfossil:** Fossil, das nur während eines relativ kurzen Zeitabschnittes oder unter bestimmten Umweltbedingungen gelebt hat und für diesen Zeitabschnitt oder diese Fazies charakteristisch ist.

**Lias(zeit):** Älteste Abteilung und Zeitabschnitt der Jura-Formation/Zeit, vor 210–180 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**Liegendes:** Das eine Bezugsschicht unterlagernde Gestein; >> Hangendes.

**limnisch:** im Süsswasser entstanden, abgelagert; > fluvial, >> marin, >> terrestrisch.

**Lineament, tektonisches:** Durch Spannungen in der Erdoberfläche erzeugtes, oft über mehrere tektonische Stockwerke sich durchpausendes, parallel laufendes Schersystem.

**Lithologie:** Lehre vom Sedimentinhalt; Sedimentgesteine erlauben Aussagen über Herkunft und Bildung.

**Magma:** Heisse, von Gasen durchsetzte, Silikat-haltige Gesteinsschmelze im Erdinnern.

**Malm:** Jüngste Abteilung und Zeitabschnitt der Jura-Formation/Zeit, vor 160–140 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**marin:** meeres-, im Meer entstanden, abgelagert; >> limnisch.

**Meeresmolasse:** Im Laufe der jüngeren Erdneuzeit sind zweimal Meeresarme von Trögen im SW und im NE der Schweiz ins Mittelland vorgestossen und haben dieses überflutet. Die darin abgelagerten Sedimente werden als Untere bzw. als Obere Meeresmolasse bezeichnet. Ursache hierfür ist das in > Warmzeiten erfolgte Abschmelzen der polaren Eiskappen, das den Weltmeeresspiegel anheben liess.

Gesteinsmässig besteht die Untere Meeresmolasse im unteren Teil aus > Mergeln, im oberen aus > Sandsteinen, die Obere aus gebankten Sandsteinen mit Mergel- und einzelnen > Konglomeratlagen. Versteinerungen – Meerestiere: Schnecken, Muscheln, Haifischzähne – belegen die > marine Natur der Sedimente; Tab. 4.1 und A.

**Member:** Schichtglied, Einheit unterhalb des Ranges einer Formation.

**Mergel:** Karbonathaltiger > Ton; mit zunehmendem Tongehalt werden unterschieden: mergelige Kalke, kalkige Mergel, tonige Mergel, mergelige Tone.

**Mesolithikum:** Mittlere Steinzeit, 9'500–6'000 Jahre vor heute, mit dichter werdender Bewaldung; nach der Haselzeit: Eichen-Mischwälder mit Ulme, Eiche, Linde, Esche, Ahorn; Auerochs, Hirsch, Reh, Steinbock, Wildschwein, Bär; Jäger und Sammler; Tab.1.4 und 1.5.

**Mesozoikum:** Erdmittelalter mit > Trias, > Jura, > Kreide, Zeitraum vor 250–65 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**Metamorphe Gesteine, Metamorphite:** Gesteine, die durch gebirgsbildende Prozesse eine Umwandlung, eine **Metamorphose**, erlitten haben.

**mikritisch:** feinstkörnig.

**Miozän:** Zweitjüngster Zeitabschnitt des > Tertiärs, der Erdneuzeit, vor 24–5 Mio. Jahren; Tab. A.

**Mittelmoräne:** Entsteht bei der Vereinigung zweier (> Parental-) Gletscher aus ihren inneren Seitenmoränen; sie werden auf dem Gletscher als Förderband oft bis an dessen Ende verfrachtet.

**Mittelozeanischer Rücken (MOR):** Submariner Rücken, der sich in sich erweiternden Ozeanen durch Aufstieg von > Magma entwickelt. Entstehungsort von > Ophiolithen.

**Molasse:** Abtragungsschutt der in der mittleren und jüngeren Erdneuzeit gebildeten Alpen. In die alpinen Stammtäler führen in > Kühlzeiten bei tiefer Waldgrenze Rufen und Bergschlipfe nieder, stauten Flüsse zu natürlichen Seen, die von Zeit zu Zeit ausbrachen und die Schuttfracht als Geröllflut (> Nagelfluh) ins Alpen-Vorland verfrachteten. In > Warmzeiten wurden die Talflanken wieder bewaldet und stabiler. Die Gewässer flossen ruhig und transportierten Sande und Schlamm ins Vorland, die zu > Sandstein und > Mergel erhärteten; Tab. 4.1 und A.

**Molasse rouge:** Tieferer, durch rötliche Farbe sich auszeichnender, mergelig-siltiger Abschnitt der Unteren > Süsswassermolasse.

**Moräne:** Gesteinsschutt, der am Eisrand als Seitenmoräne abgelagert, beim Zusammenfluss zweier Gletscher als > Mittelmoräne auf dem Eis verfrachtet und irgendwo seitlich oder am Zungenende als End- oder Stirnmoräne bzw. als längsstrukturierte, ausufernde Mittelmoränen abgelagert wird.

**Morphotektonik:** Beziehungen zwischen > Tektonik und > Landschaftsgeschichte.

**Mulde:** Tiefster Bereich einer Falte; > Synklinale; >> Gewölbe, Antiklinale.

**Mure (= Rüfi, Murgang):** Aus- oder Abbruch einer wassergetränkten Schuttmasse, die von den Flanken zu Tal fährt sowie Ausbrüche natürlicher Stauseen, die sich als Gesteinsschutt-Wassergemisch ins Vorland ergiessen.

**Nagelfluh:** Schweizer Ausdruck für eine zu Gestein verfestigte Geröllbank einer ins Alpenvorland ausgebrochenen > Mure. > Kalknagelfluh, > Bunte Nagelfluh, Extrem Bunte Nagelfluh.

**Neolithikum:** Jungsteinzeit, 6'000–4'000 Jahre vor heute. Vegetation: Wälder mit hochkommender Buche und Weisstanne, Zurücktreten der Eichenmischwälder, Einwandern der Fichte. Tiere: Domestizierung führt zu Haustieren: Schaf, Ziege, Schwein, Rind. Der Mensch wird sesshaft, baut Getreide an, nutzt den Wald mit Steinbeil; Tab. 1.4 und 1.5.

**Neotektonik:** Jüngste, oft noch andauernde Bewegung in Gesteinsabfolgen.

**Nummulit:** Gesteinsbildende, grosse > Foraminifere mit spiralgem Kalkgehäuse mit kapuzenartig übereinander greifenden Windungen.

**Nummulitenkalk:** Kalkabfolge von wenigen Zehnern von Metern, die vor allem aus Kalkschalen von > Nummuliten aufgebaut wird, meist in Gesellschaft von weiteren Gross-> Foraminiferen mit eigenem Bauplan.

**Obermoräne:** Gegen die Gletscherzunge hin zu Oberflächenschutt vereinigte > Mittelmoränen; Hauptgesteinschutt für die Schotterbildung.

**Oligozän:** Drittältester Zeitabschnitt des > Tertiärs, der Erdneuzeit, vor 36–24 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**onkoidisch:** in seichtem Wasser um einen Kern gebildete Karbonatablagerung.

**Oolith:** Aus Ooiden (1–2 mm grosse eiförmig-kugelige Körner, die durch Anlagerung von Kalk im flachen Wasser entstehen) aufgebautes Sedimentgestein.

**Ophiolith** (= Schlangenstein): > Grüngestein.

**Orogenese:** Gebirgsbildung.

**Orstalpine Decken:** Entstammen vom südlichen Kontinentalrand des Ur-Mittelmeeres, der > Tethys.

**Paläobotanik:** Vorwelt-Botanik; > Paläontologie.

**Paläoklima:** Vorwelt-Klima.

**Paläontologie:** Wissenschaft früherer Lebewesen, umfasst > Paläobotanik, > Paläozoologie und Paläobiologie.

**Paläozoikum:** Erdaltertum mit Karbon und Perm, Zeitraum vor 570–250 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**Paläozoologie:** Vorwelt-Zoologie; > Paläontologie.

**Paleozän:** Ältester Zeitabschnitt des > Tertiärs, der Erdneuzeit, vor 65–55 Mio. Jahren; Tab. A.

**Parental-Gletscher:** Im Einzugsgebiet der Gletscher treten jeweils zwei Parental- (elterliche) Gletscher zusammen. Dabei bilden die beiden zusammentreffenden Seitenmoränen eine > Mittelmoräne.

**Penninische Decken:** Entstammen den tiefsten, durch Schwellen unterteilten zentralen Trögen der > Tethys; ihre jüngeren in Frühphasen abgeglittenen Gesteinsabfolgen liegen nördlich, die älteren und ihr kristalliner Untergrund südlich einer Schwelle.

**persistent:** über längere Zeit andauernd.

**Petrographie:** Gesteinsbeschreibung.

**Pfyner Kultur:** Nach Pfyng TG benannte, jungsteinzeitliche Kultur von 4'000–3'500 v. Chr., ausgezeichnet durch Henkelkrüge und -tassen.

**Platznahme:** Die vorgeleitenden Decken nehmen bei der Gebirgsbildung langsam ihre heutige Lage ein. Da der äussere Alpenbogen weiter ist als der innere Raum, in dem ihre Sedimente abgelagert worden sind, reicht die Deckensubstanz nicht zur vollständigen Bedeckung: Es bilden sich > Quertäler.

**Pleistozän:** > Eiszeitalter ohne die letzte nacheiszeitliche, > holozäne Entwicklung; Hauptabschnitt des Quartärs, ca. 2 Mio.–10'000 Jahre vor heute; Tab. 1.4 und A.

**Pliozän:** Jüngster Zeitabschnitt des > Tertiärs, der Erdneuzeit, vor 5–ca. 2 Mio. Jahren. Durch wiederholten markanten Wechsel von Kalt- und Warmzeiten kam es zu Vergletscherungen im Schweizer Mittelland; Tab. A.

**Pollen:** Blütenstaub, männliche Vermehrungskeime von Samenpflanzen.

**Pollenanalyse:** Methode der > Paläobotanik zur Bestimmung der Entwicklung der erdgeschichtlichen Vegetationsabschnitte durch prozentuales Auszählen der einzelnen Pollentypen und deren Zuordnung zu ihren Lieferanten. Dabei haben jedoch nicht alle Arten gleich viele und gleich gut erhaltungsfähige Pollen geliefert.

**polygen:** aus Komponenten unterschiedlicher Art und verschiedener Herkunft zusammengesetzt.

**Quartär, Eiszeitalter:** Jüngster Abschnitt der Erdgeschichte, vor ca. 2 Mio. Jahren–heute. In dieser Zeit kam es durch wiederholten markanten Wechsel von > Kalt- und > Warmzeiten zu Vereisungen im Schweizer Mittelland. In den grössten Kaltzeiten waren die Gletscher bis ins Hochrheintal vorgedrungen; Tab. A.

**Quarzit:** Aus Quarzkörnern bestehendes, > metamorphes Gestein.

**Quelltuff:** Kalkablagerung aus kalkreichem Quellwasser.

**Querstörung:** Quer zu den Ketten verlaufender Bruch.

**Quertal:** Quer zu den Grossstrukturen (Deckengrenzen, Faltenachsen) und parallel zu Kluft- und Bruchsystemen verlaufendes Tal, (Linthtal, Urner Reusstal); >> Längstal.

**Radiolarit:** In tiefem Meer abgelagerter Kieselsäure-reicher, zu Hornstein verfestigter Schlamm, vorwiegend aus Gehäusen abgestorbener Radiolarien (Einzeller mit Kieselskelett) bestehend.

**Refugium:** Zufluchtsort, sonnige Standorte, an denen kälteresistente Pflanzen und Kleintiere die Kaltzeiten überdauern konnten.

**Regression:** Rückzug des Meeres aus vorher eingenommenen Gebieten; bedingt durch Absinken des Meeresspiegels, in > Kühl- und > Kaltzeiten: polare Eiskappen- und Inlandeisbildung; >> Transgression.

**Relikt:** Überbleibsel einer kälteresistenten Krautflora mit kurzer Vegetationszeit und bewegungsarmer Kleinf fauna.

**rezent:** in der Gegenwart gebildet, noch andauernd; >> fossil.

**Richtungsrose:** Zeigt die statistische Häufigkeit von Kluft- und Bachtrend-Richtungen.

**Rüfi:** Schweizerischer, aus dem Romanischen stammender Ausdruck für > Mure.

**Rutschung:** Oft noch andauernde Abwärtsbewegung von Hangbereichen; > Sackung.

**Sackung:** Meist zum Stillstand gelangter, oft noch im Verband verbliebener abwärts bewegter Hangbereich; > Rutschung.

**Sandstein:** Zu Stein verfestigter Sand.

**Scherstörung:** Bruch, Fläche oder eng benachbarte Flächen, längs der (oder denen) eine Gesteinsabfolge horizontal, vertikal oder in beiden Richtungen durchgeschert worden ist.

**Schichtlücke:** Wird durch das Ausbleiben von anderorts vorhandenen Ablagerungsgesteinen erzeugt.

**Schnurkeramik-Kultur:** > Neolithische Kultur von 2'800–2'200 v. Chr.

**Schrattenkalk:** Nach der Schratzenflue zwischen Emme und Waldemme benannte Kalk-Abfolge der obersten helvetischen Unterkreide, 118–110 Mio. Jahre; durchsetzt von Schratzen (> Karren), die durch kaltes, Kohlensäure haltiges Wasser meist längs Störungen entstandenen Rissen herausgelöst werden. Dabei entstehen > Karst-Hochflächen; Tab. 1.2.

**Schubbahn:** Bahn, längs welcher die Decken vorgeglitten sind.

**Schüttung:** Durch ein ehemaliges alpines (oder schwarzwäldisches) Fluss-System in Kühlzeiten fächerartig ins Vorland verfrachteter Schutt. Bei tiefer Waldgrenze sind von instabilen Hängen Rufen niedergefahren, haben in den Tälern Stauseen abgedämmt. Diese sind von Zeit zu Zeit geborsten, so dass ihr Inhalt – Wasser mit Gesteinschutt – den Weg ins Vorland fand. Da derartige Vorgänge bis zur Änderung des Flusssystemes stets an der selben Stelle erfolgt sind, bildete sich dort im Vorland ein Schuttfächer mit herkunftstypischem Gesteinsinhalt.

**Schuppe:** Hinsichtlich Schichtinhalt und räumlicher Ausdehnung kleinere > Decke.

**Sediment:** Ablagerung, wird im Laufe der Zeit durch Überlagerung mit jüngeren Ablagerungen gepresst und durch Karbonat- oder Kieselsäure-Lösungen zu Stein verfestigt; > Diagenese.

**Sedimentologie:** Geologischer Wissenszweig, der sich mit der Ablagerung von > Sedimenten befasst.

**Seewer Kalk:** Nach dem alten Steinbruch von Seewen benannter feinstkörniger, mariner Kalk der unteren Oberkreide, von 95–88 Mio. Jahren, im Bruch mausgrau mit dunkeln Tonhäuten, hell anwitternd; Tab. 1.2.

**Serie:** Gesteinsabfolge eng zusammengehöriger, nacheinander abgelagerter Sedimente.

**Silex – Silices:** Feuerstein oder Flint (braunschwarze, knollige Kieselsäure-Konkretionen). In der Urgeschichte: Gestein, das glasartig splittert und zu Klingen und Pfeilspitzen verarbeitet worden ist.

**Silt:** Feinster Sand, Korngrösse liegt bei 0.002–0.06 mm.

**Stad-Mergel:** > Globigerinen-Mergel des helvetischen Eozäns, 45–40 Mio. Jahre; Tab. 1.2.

**Staffelbrüche:** Parallele, gestaffelte Brüche.

**Stirn:** Durch Vorgleiten erzeugtes walzenförmiges Front-Ende einer Gesteinsdecke.

**Störung:** Allgemeiner Begriff für horizontal, vertikal oder schräg verschobene (gestörte) Gesteins- > Abfolgen.

**Stratigraphie:** Geologischer Wissenszweig, der die Gesteine aufgrund ihrer Merkmale: Lithologie, Fossilien und Altersdaten zeitlich relativ und absolut in die Erdgeschichte einordnet.

**Streckungsbrüche:** > Grenzblätter, > Blattverschiebungen, die einen Streckungseffekt bewirken.

**Streichen:** Horizontale Richtung einer Schichtfläche, einer > Faltenachse oder einer > Störung; >> Fallen.

**Strudelloch:** Kesselförmige Hohlformen im Felsbett des Gletschers, die durch Kies und Sand führende, unter Druck stehende Schmelzwässer ausgekollt wurden.

**Subduktion:** Abtauchen einer ozeanischen Platte bei der Kontinental-Kollision.

**Süsswassermolasse, Obere:** Jüngste Gruppe der Molasse, die vor 17 Mio. Jahren mit dem Zurückweichen des Meeres der Oberen Meeresmolasse eingesetzt und bis vor 11 Mio. Jahren angehalten hat. In zentralen Schüttungsbereichen (Napf, Hörnli) besteht sie aus > Nagelfluh; gegen Randbereiche schalten sich feinere Sedimente, > Sandsteine und > Mergel, ein; Tab. 4.1 und A.

**Süsswassermolasse, Untere:** Zweitälteste Gruppe der Molasse, die vor knapp 30 Mio. Jahren mit dem Zurückweichen der Unteren Meeresmolasse eingesetzt und bis 22 Mio. Jahre, bis zur Überflutung durch das Meer der Oberen Meeresmolasse, gedauert hat. In zentralen Schüttungsbereichen (Rigi-Rossberg, Morgartenberg, Friherrenberg, Rinderweidhorn, Höhronen) besteht sie aus > Nagelfluh; gegen Randbereiche schalten sich feinere Sedimente, > Sandsteine und > Mergel, ein; Tab. 4.1 und A.

**Synklinale:** Zu einer > Mulde verfaltete Gesteinsschichten. Die jüngsten Gesteine sind im Kern; >> Antiklinale, Gewölbe.

**Taveyane-Sandstein:** Nach der Alp Taveyane in den Waadtländer Alpen benannte Sandstein-Abfolge, die sich durch feine Trümmer vulkanischer Gesteine auszeichnet.

**Tektonik:** Lehre vom Bau, den Lagerungsstörungen der Erdkruste, den Kräften und Bewegungsvorgängen (Strukturen, > Störungen, > Falten, > Überschiebungen, > Brüche), welche diese formen.

**terrestrisch:** auf dem Festland gebildet, abgelagert.

**Tertiär:** Hauptabschnitt der Erdneuzeit, umfasst die Zeitspanne vor 65–ca. 2 Mio. Jahren; Tab. 1.2 und A.

**Tethys:** Ur-Mittelmeer, das seit dem Erdmittelalter den N-Kontinent (Laurasia = N-Amerika + Eurasien) vom S-Kontinent

(Gondwana = S-Amerika + Afrika + Indien + Australien + Antarktis) getrennt hat.

**Ton:** Feinstes Sediment mit Korndurchmesser kleiner als 0.002 mm.

**Transgression:** Vordringen des Meeres auf Landgebiete durch Anstieg des Meeresspiegels. Die abgelagerten Sedimente liegen dabei meist > diskordant auf den darunter gelegenen; >> Regression.

**Trend:** Statistisch erfassbare Richtung von (Landschafts-) Elementen.

**Trias:** Älteste Formation, Zeitabschnitt des Erdmittelalters (> Mesozoikum), vor 250–210 Mio. Jahren. In der Schweiz ausgebildet als germanische Trias, vorwiegend kontinental-flachmarin, oder (ost)alpine, flach-tiefmeerische Trias; Tab. 1.2 und A.

**Tundra:** Baumloser Vegetationstyp im subpolaren Klima.

**Überschiebung:** Fläche, an der  $\pm$  horizontale Bewegungen von > Decken stattgefunden haben.

**Übertiefung:** Ins vorletzte Jahrhundert zurückgehende, oft kaum zutreffende Vorstellung über die Talbildung. Danach sollten die Gletscher sich im Laufe des Eiszeitalters sukzessive eingetieft und die Täler geschaffen haben, die oft bis unter den Meeresspiegel reichen. Die Täler sind jedoch tektonisch angelegt und in > Kaltzeiten nur von den Gletschern benutzt und erweitert, aber kaum vertieft worden.

**Verkehrterserie, überdrehte Gesteinsabfolge:** Die älteste Ablagerung einer Gesteinsabfolge liegt zuoberst.

**Vermergelung:** Kalkige Ablagerungen gehen seitlich durch Zulieferung von Ton in Mergel über.

**Verrucano (Glarner-):** Der ältere Verrucano, > klastische, bis 1'500 m mächtige Sedimente in Zusammenhang mit vulkanischen Ergussgesteinen, die in grabenartigen Senken abgelagert wurden; der jüngere Verrucano, bis einige 100 m mächtig, enthält Silt- und Sandsteine sowie Quarz- und Ergussgesteins-Konglomerate. Im Glarnerland bildet er den überschobenen Kern der helvetischen Decke; im Eiszeitalter verfrachtete Blöcke: typische > Erratiker des Linth-Gletschers; Tab. 1.2.

**Versickerungstrichter:** > Doline.

**Vorlandbecken:** Tiefes Meeresbecken im Vorland eines werden Gebirges.

**Wang-Formation:** Nach der Alp Wang im hintersten Waagtal benannte Gesteinsserie der jüngsten Kreide, dunkle, aber hell anwitternde, marine Sandkalke und Siltsteine; Tab. 1.2.

**Warmzeit:** Erdgeschichtlicher Zeitabschnitt, dessen Klima sich mit dem heutigen vergleichen lässt. Die Waldgrenze lag etwa so hoch oder höher als heute, nordalpin auf 1'700–2'700 m ü.M.; >> Kaltzeit, >> Kühlzeit.

**Wildflysch:** Vorwiegend dunkelbraune bis grauschwarze Mergelschiefer, oft tektonisch gequält und verfaltet mit > exotischen Blöcken: Graniten, Gneisen, Siltsteinen, Ölquarziten, Kalken.

**Würm-Eiszeit:** Letzte Vergletscherung, benannt nach der Würm, dem Abfluss des Starnberger Sees (Bayern).

**Zeitabschnitt, geologischer:** Wie die Zeit des heutigen Alltags in einzelne Abschnitte unterteilt wird (Jahrhunderte, Jahre, Jahreszeiten, usw.) wird auch die Erdgeschichte in verschiedenen wertige Abschnitte gegliedert.

# Literatur- und Kartenverzeichnis

Im Literatur- und Kartenverzeichnis sind alle in den Kapiteln 1 bis 8 zitierten Autoren und Werke aufgelistet. Die Karten sind nach der Jahreszahl mit einem K gekennzeichnet (z.B. 1987K).

- AEBERLI, U. 1991. Geologische Baugrunduntersuchungen Neues Schulhaus Studen. – Geol. Ber. Büro Dr. H. Jäckli AG, Ibach-Schwyz.
- AEBERLI, U. 2001. Hauptstrasse A8 Schwyz–Pfäffikon: Rutschung Biberbrugg, Feusisberg SZ. – Geol. Ber. Büro Dr. H. Jäckli AG, Ibach-Schwyz, an Tiefbauamt Kt. Schwyz.
- AEPLLI, A. 1894K. Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees mit Geologischer Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee 1:25'000. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 4.
- AGASSIZ, L. 1840. Etudes sur les glaciers. – Neuchâtel. Reprinted for Dawsons of Pall Mall 1966.
- AMMANN, M.A. 1987. Herkunft und Zusammensetzung von Silt in fließenden Gewässern und Stauseen. Geotechnische Abtragungsanalysen im Alpenraum. – Diss. ETH Zürich Nr. 8234. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 266, 181 S.
- AMSTUTZ, A. 1989. Bad Seewen. Die Geschichte der Heilquellen und Bäder in Seewen im 18. Jahrhundert bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts. – Schwyzer Hefte Nr. 47.
- ARBENZ, P. 1911K. Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50'000. – Geol. Spezial-Karte 55. Schweiz. Geol. Komm.
- BAYER, A.A. 1982. Untersuchungen im Habkern-Mélange („Wildflysch“) zwischen Aare und Rhein. – Diss. ETH Zürich Nr. 6950. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 240, 184 und 170 S.
- BITTERLI, T., GRAF, H.R., MATOUSEK, F., WANNER, M. 2000K. Blatt 1050 Zurzach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000 mit Erläuterungen 102. – BA Wasser u. Geologie, Bern.
- BOLLIGER, T., FEJFAL, O., GRAF, H.R., KÄLIN, O. 1996. Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäugetern aus den höheren Deckenschottern des Irehels (Kt. Zürich). – Eclogae geol. Helv. 89/3, 1043–1048.
- BRAUN, L. 1925. Erster–sechster geologischer Bericht über die Tiefbohrung in Tuggen (Kt. Schwyz), 17. Juli–28. August 1925. – Manuskript Schweiz. geotechn. Komm.
- BRÜCKNER, W. 1938. Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. – Eclogae geol. Helv. 30/2 (1937), 273–292.
- BRÜCKNER, W. 1947. Über die Natur der „Toralp-Decke“ und der „Richisauer Zwischendecke“ im Pragelpass-Gebiet. – Eclogae geol. Helv. 39/2 (1946), 165–168.
- BRÜCKNER, W. 1956a. Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urnersees, Zentralschweiz. – N. Jb. Geol. 102/3, 381–401.
- BRÜCKNER, W. 1956b. Über „Lösungstische“. – Alpen 1956/3, 35–36.
- BRÜCKNER, W. et al. 1987K. Blatt 1192 Schächental. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
- BÜCHI, U.P. 1985. Methangasvorkommen im Lauerzer See. – Bericht Nr. 1851.
- BÜCHI, U.P., AMBERG, R. 1983. Erdgasindikationen des schweizerischen Alpennordrandes. – Bull. Schweiz. Ver. Petroleum-Geol. u. -Ing. 49/117, 69–94.
- BUCK, D. 1936. Zweihundert Jahre geologische Forschertätigkeit im Kanton Schwyz. – Benziger Verlag, Einsiedeln. 44 S.
- BURGA, C.A., PERRET, R. et al. 1998. Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter. – Thun, Ott.
- BUXTORF, A. 1910K, 1913. Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette, Blatt 2: Bürgenstock, 1:25'000, mit Profiltafel und Erläuterungen. – Geol. Spez.-Karte 27a,b. Schweiz. Geol. Komm.
- BUXTORF, A. 1913K, 1916. Geologische Karte der Pilatus–Bürgenstock–Rigihochfluhkette, Blatt 3: Rigihochfluhkette 1:25'000, mit Profiltafel und Erläuterungen. – Geol. Spez.-Karte 29a,b. Schweiz. Geol. Komm.
- BUXTORF, A. 1951. Orientierung über die Geologie der Berge am Vierwaldstättersee und die Probleme der Entstehung des Sees. – Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Luzern 1951, 81–85.
- BUXTORF, A. et al. 1916K. Geologische Vierwaldstätterseekarte 1:50'000. – Geol. Spezial-Karte 66a. – Schweiz. Geol. Komm.
- BUXTORF, A., KOPP, J. 1944. Über das Unterstampfen der Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstätter und Zuger See. – Eclogae geol. Helv. 36/2 (1943), 291–302.
- CAVELTI, TH. 1999. Die prähistorischen Seeufersiedlungen von Freienbach SZ. – Mitt. hist. Verein Kt. Schwyz Nr. 91, 11–27.
- CAVELTI, TH. 2002. Neolithikum und Bronzezeit im Kanton Schwyz. – Unveröff. Liz.-Arbeit Univ. Zürich, Abt. Ur- und Frühgeschichte.
- DE QUERVAIN, F. 1969. Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Schweiz. geotechn. Komm. Zürich.
- EBEL, J.G. 1808. Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge, zwischen 12 Längen- und 2–4 Breitengraden; nebst einigen Betrachtungen über die Gebirge und den Bau der Erde überhaupt. – Zürich (Orell Füssli), 2 Bde.
- EBERHARD, M. 1986. Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). – Jb. GLA 129/1, Wien.
- EBERHARD, M. 1989. Klima-Änderungen vom Mittelmiozän bis Obermiozän, gründend auf makroskopischen Pflanzenresten in Altwasser-Ablagerungen der Adelegg (Allgäu). – Geol. Bavar. 94, München.
- EGGENBERG, F. 1993. Wägital, Rutschmessungen Bericht 1993 über die Messungen vom 3.–11. Mai 1993 sowie die Verschiebungsanalyse 1988–1993 mit Beilage B1 (Horizontale Verschiebungen) und B2 (Vertikale Verschiebungen). – BA Landestopographie Wabern.
- EPPRECHT, W. 1948. Das Nummulitenetz von Lowerz. – Beiträge zur Geologie der Schweiz, Mitt. Nr. 13.
- ESCHER, ARN. 1868. In: Protokoll der geologisch-mineralogischen Sektion. – Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 52, 62.
- ESCHER, H.C. 1807. Geognostische Nachrichten über die Alpen, in Briefen aus Helvetien. – Alpina 2, 1–58.

- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, TH., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M., HABICHT, K. 1982K. Blatt 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
- FELBER, P.J. 1984. Der Dogger der Zentralschweizer Klippen. – Diss. ETH Zürich Nr. 750b. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 246.
- FINCKH, P. 1977. Wärmeflussmessungen in Randalpenseen. – Diss. ETH Zürich.
- FINCKH, P., KELTS, K., LAMBERT, A. 1984. Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes. – Geol. Soc. Amer. Bull. 95, 1118–1128.
- FREI, H.-P. 1979. Stratigraphische Untersuchungen in der subalpinen Molasse der Nordostschweiz zwischen Wägitaler Aa und Urnäsch. – Diss. Univ. Zürich. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich N.F. 233, 217 S.
- FREI, ROM. 1912. Monographie des schweizerischen Deckenschotters mit Geologischer Karte des Lorzetobel–Sihl–sprung-Gebietes (Kt. Zug) 1:25'000. – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 37.
- FREI, RUD. 1963. Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen. – Diss. ETH Zürich.
- FREY, F. 1965. Geologie der östlichen Claridenkette. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 110/1, 1–287.
- FUNK, H., HABICHT, K., HANTKE, R., PFIFFNER, O. A. mit Beiträgen von KOBEL, M. 2000. Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis. – Landeshydro. u. -geol. Bern.
- GASSER, J. 1987. Geologische Vergangenheit. – In: BORER, B. ed.: Steinen – Ein Streifzug durch seine Landschaft, Geschichte, Kultur, Wirtschaft und Politik, 34–47. Steinen (Verkehrsver.).
- GASSER, J. 1992. Geschichte der Seen rund um die Rigi. – In: STEINER, H.: Gemeinde Schwyz – Ein Führer durch Geschichte, Kultur, Schule, Politik, Wirtschaft und Freizeit – ausgestattet mit zahlreichen Informationen für Einwohner und Neuzuzüger. Schwyz (Schwyzer Z.).
- GERBER, B., GSTEIGER, P. 2000. Konzept für den Schutz der Geotope von nationaler Bedeutung. – Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft (BUWAL), Arbeitsgruppe Geotope BUWAL/LHG, Bern. – Unveröffentlicht, deponiert beim BUWAL.
- GRAF, H.R. 1993, 1995. Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – Diss. ETH Zürich Nr. 10205, Graf, Gächlingen SH.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. 1934. Exkursion Nr. 47: Interlaken–Schynige Platte–Faulhorn–Grindelwald. – Geol. Führer Schweiz 9, 647–656. Wepf, Basel.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. 1938K. Blatt 396 Grindelwald mit Teilen der Blätter 392 Brienz, 393 Meiringen, 397 Guttannen – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000, Erläuterungen. – Schweiz. Geol. Komm.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. 1952. Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. – Geol. Rundschau 40/2, 211–239.
- GUT, U., ZIEGLER, P. 1983. Ufnau, die Klosterinsel im Zürichsee. – 4. Aufl. – Gut, Stäfa.
- HAEBERLI, W., HOLZHAUSER, H.P., MAISCH, M., 2000. Grundzüge der Geomorphologie. – Vorlesungsunterlagen. Geogr. Inst. Univ. Zürich.
- HANTKE, R. 1949. Geologische Untersuchungen im Silberne Gebiet (Kte. Glarus und Schwyz). – Unveröff. Dipl.-Arb. Abt. Naturw. ETH Zürich.
- HANTKE, R. 1954. Die fossile Flora der obermiozänen Oehninger Fundstelle Schrotzburg (Schienerberg, Süd-Baden). – Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. 80/2, 29–118.
- HANTKE, R. 1956. Fossile Floren des Buechbergs (Oberer Zürichsee). – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 5. Heft, 7–23.
- HANTKE, R. 1958. Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 119–149.
- HANTKE, R. 1961a. Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und St.Galler Rheintal. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 106/1, 1–212 (mit 2 Karten u. 34 Profilen).
- HANTKE, R. 1961b. Zur Quartärgeologie im Grenzbereich zwischen Muota/Reuss- und Linth/Rheinsystem. – Geogr. Helv. 16/4, 212–223.
- HANTKE, R. 1964. Die fossilen Eichen und Ahorne aus der Molasse der Schweiz und von Öhningen (Süd-Baden). – Njbl. Naturf. Ges. Zürich 167 (1965), 140 S.
- HANTKE, R. 1970. Zur Diffluenz des wärmzeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 115/1, 101–126.
- HANTKE, R. 1978, 1980, 1983. Eiszeitalter 1, 2, 3. – Ott, Thun; 1992. 1–3 – ecomed Landsberg/Lech.
- HANTKE, R. 1982. Zur Talgeschichte des Gebietes zwischen Prugel- und Klausenpass. – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 8. Heft, 3–12.
- HANTKE, R. 1983. Erdgeschichtlicher Aufbau und Entstehung der Schächentaler Berge. – In: ITEN, K. (ed.): Das Schächental – Das grosse Buch vom Klausen und von der Verbindung zwischen Uri und Glarus. – Gamma, Altdorf, 137–154.
- HANTKE, R. 1986. Zur Entstehung des Vierwaldstätter Sees. – Schweizer Hotelj. 1986/2, 13–16.
- HANTKE, R. 1987a. Die Alpen im Eiszeitalter. – Mitt. Naturf. Ges. Luzern 29, 77–98.
- HANTKE, R. 1987b. Zur Entstehung der Landschaft von Obwalden. – Mitt. Naturf. Ges. Luzern 29, 237–250.
- HANTKE, R. 1988. Zur Landschaftsgeschichte. – In: VOGEL & HANTKE 1988.
- HANTKE, R. 1991. Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Ott, Thun; 1992 ecomed, Landsberg/Lech, 309 S.
- HANTKE, R. 1993. Flussgeschichte Mitteleuropas – Skizzen zu einer Erd-, Vegetations- und Klimageschichte der letzten 40 Millionen Jahre. – Enke, Stuttgart, 460 S.
- HANTKE, R. 1995. Erdgeschichte des Bödmerenwaldes (Gemeinde Muotathal, Kt. Schwyz). – Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:2000. – Ber. Eidg. Forst. Anst. Wald, Schnee, Landschaft, 337.
- HANTKE, R. 1996. Geologie. Interdisziplinäres Forschungsprojekt Ibergereg. – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 11. Heft, 19–27.
- HANTKE, R. 2001K. Geologische Karte Roggenstöckli–Tor 1:12'500. – In: SIDLER, C. 2001.
- HANTKE, R. 2003. Eiszeitliche Mittelmoränen in der Zentral- und Ostschweiz. – Eiszeitalter u. Gegenwart 52 (im Druck).
- HANTKE, R. et al. 1967K. Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 112/2, 91–122, 2 Blätter.
- HANTKE, R. et al. 2002Ka. Blatt 1132 Einsiedeln mit Anhängsel von Blatt 1112 Stäfa, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (in Bearbeitung).
- HANTKE, R. et al. 2002Kb. Blatt 1151 Rigi mit Nordrand von Blatt 1171 Beckenried, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (im Druck).
- HANTKE, R. et al. 2002Kc. Blatt 1152 Ibergereg, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (in Bearbeitung).

- HANTKE, R. et al. 2002Kd. Blatt 1153 Klöntal, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (in Bearbeitung).
- HANTKE, R. et al. 2002Ke. Blatt 1172 Muotatal mit Ostrand von Blatt 1171 Beckenried, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1: 25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (in Bearbeitung).
- HANTKE, R. et al. 2002Kf. Blatt 1173 Linthal mit Anhängsel von Blatt 1193 Tödi, mit Erläuterungen. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern (in Bearbeitung).
- HANTKE, R., HEIERLI, H., FABER, K., WINTERBERG, H. 1998. Geologischer Wanderweg am Roggenstock Oberiberg/Hoch-Ybrig. – Verein Geol. Wanderweg Roggenstock.
- HANTKE, R., MÜLLER, E., SCHEIDEGGER, A.E., WIESMANN, A. 2003. Der Molasse-Schuttfächer des Ottebärg. – Mitt. Thurg. Naturf. Ges. 59 (im Druck).
- HANTKE, R., SCHEIDEGGER, A.E. 1993. Zur Genese der Aareschlucht (Berner Oberland, Schweiz). – Geogr. Helv. 48/3, 120–124.
- HANTKE, R., SCHEIDEGGER, A.E. 1997. Zur Morphogenese der Zürichseetalung. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 142/3, 89–95.
- HANTKE, R., SCHEIDEGGER, A.E. 2000. Zur Entstehung der Taminaschlucht. – Terra plana 2000/1.
- HANTKE, R., SEITTER, H. 1985. Vermochten an nie vereisten Lagen im Alpstein jüngsttertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? – Ber. St. Gall. Natf. Ges. 82, 55–107.
- HANTKE, R., STAUFFER, F. 1999. Geoweg Schänis–Weesen–Amden. – Kaltbrunn Erni, Tourismus Amden–Weesen.
- HANTKE, R., WAGNER, G., SCHATZ, W., SEITTER, H., 2001. Mögliche Präquartär-Relikte im Rigi- und Briener Rothorn Gebiet. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 145/2–3, 65–85.
- HANTKE, R., WAGNER, G. 2003a. Eiszeitliche Mittelmoränen und „Deckenschotter“ im Thurgau. – Mitt. Thurg. Naturf. Ges. 59.
- HANTKE, R., WAGNER, G. 2003b. Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 60.
- HEER, O. 1855–59. Flora tertiaria Helvetiae 1–3. – Wurster, Winterthur.
- HEER, O. 1865, 1879. Die Urwelt der Schweiz. – Zürich.
- HEER, O. 1877. Flora fossilis Helvetiae. – Wurster, Zürich.
- HEIM, ALB. 1894a. Die Entstehung der alpinen Randseen. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 39/1, 66–84.
- HEIM, ALB. 1894b. Über das absolute Alter der Eiszeit. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich 39/2.
- HEIM, ALB. 1913. Über den rückläufigen Deckenschotter. – Eclogae geol. Helv. 13/5, 682–683.
- HEIM, ALB. 1919. Geologie der Schweiz I. – Tauchnitz, Leipzig.
- HEIM, ALB. 1932. Bergsturz und Menschenleben. – Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 77, Beil. 20.
- HEIM, J. 1981. Das Mineralbad Nuolen. Die Geschichte des einst bekannten Mineralbades am Oberen Zürichsee. – Schwyzer Hefte Nr. 21.
- HERB, R., DOLLFUS, S. 2003K. Blatt 1134 Walensee. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – BA Wasser u. Geologie, Bern.
- HERB, R., HOTTINGER, L. 1965. Das Tertiär der helvetischen Decken der Ostschweiz. – VSP-Bull. 31/81, 135–151.
- HISTORISCHER VEREIN DER FÜNF ORTE, 1925. Der Geschichtsfreund. – Mitt. LXXX Band.
- HOCHULI, P. A. 1978. Palynologische Untersuchungen im Oligozän und Untermiozän der zentralen und westlichen Paratethys. – Beitr. Paläontol. Österr. 4, 1–132.
- HOFMANN, F. 1957. Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr NW St. Gallen. – Eclogae geol. Helv. 50/2, 477–482.
- HOFMANN, F. 1973K. Blatt 1074 Bischofszell, mit Erläuterungen. Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
- JÄCKLI, H. 1958. Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. – Eclogae geol. Helv. 51/2.
- JÄCKLI, H. 1970. Die Geländebewegungen im Gebiet des Wägitalersee Gde. Innerthal SZ. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich, SGD 11897.
- JÄCKLI, H. 1974. Grundwasseruntersuchungen Felderboden, Gemeinden Schwyz und Ingenbohl. – Ber. Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich.
- JÄCKLI, H. 1975, 1980. Die Geländebewegungen im Gebiet des Wägitalersee Gde. Innerthal SZ – 1. Ergänzungsber., 2. Ergänzungsber. – Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich, SGD 11897, SGD 19049.
- JÄCKLI, H. 1986. Grundwasseruntersuchungen Arth SZ. – Ber. Geol. Büro Dr. H. Jäckli AG, Zürich.
- JÄCKLI, H. 1996. Die Spiegelschwankungen des Stausees Wägital beeinflussten Kriechbewegungen. – In: Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse. – Birkhäuser, Basel.
- JEANNET, A. 1941. Geologie der oberen Sihltaler Alpen (Kt. Schwyz). – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 3. Heft, 95–116.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W., BUCK, D. 1935. Stratigraphische Profile des Nummulitkums von Einsiedeln-Iberg. – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 1. Heft, 35–51.
- JURT, W. 1991. Kulturlandschaft Schwyz. – In: Schwyz – Portrait eines Kantons. – Edition 91, Schwyz, 168–233.
- KÄLIN, W. 1982. Der Bödmerenwald. – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 8. Heft, 81–86.
- KÄLIN, W. 1987. Zur Geschichte des Urwald-Reservates Bödmeren. – Ber. WSL/FNP 299, 13–17.
- KÄLIN, W., SCAGNET, E. 1997. Urwald in den Schwyzer Bergen – Schöne wilde Bödmeren. – Zürich (Werd), 135 S.
- KÄLIN, W.-K. 1982. Notizen zur Wirtschaft im Gebiet des heutigen Sihlsee. – Schr. Verein „Fürs Chärnehus“ Nr. 7.
- KAUFMANN, F.J. 1872. Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz 11. – Schweiz. Geol. Komm.
- KAUFMANN, F.J. 1876. Fünf neue Jurassier: Mythen, Buochser- und Stanzerhorn, Enzimattberg und Rothspitz. – Jb. SAC 11, 45–74.
- KOHLBECK, F.K., SCHEIDEGGER, A.E. 1977. On the theory of the evaluation of joint orientation measurements. – Rock Mechanics 9, 9–25.
- KOHLBECK, F. K., SCHEIDEGGER, A.E. 1985. The power of parametric orientation statistics in the Earth sciences. – Mitt. Österr. geol. Ges. 78, 251–265.
- KOPP, J. 1936. Die Bergstürze des Rossberges. – Eclogae geol. Helv. 29/2, 490–493.
- KOPP, J. 1955. Erdgas und Erdöl in der Schweiz. – Verl. Räber, Luzern.
- KOPP, J. 1962a. Veränderungen von Seen und Flussläufen in der Zentalschweiz in interglazialer und postglazialer Zeit. – Mitt. Naturf. Ges. Luzern 19, 153–166.
- KOPP, J. mit Beiträgen von BUXTORF, A. 1962b. Erläuterungen zu Blatt Luzern. – Schweiz. Geol. Komm.
- KOPP, J., BENDEL, L., BUXTORF, A. 1955K. Blatt Luzern. – Geol. Atlas Schweiz 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
- KUHN, J.A. 1967. Die Äussere Einsiedler Schuppenzone östlich des Sihlsee. – Unveröff. Dipl.-Arb. Abt. Natf. ETH Zürich, 54 S. – Dep. Geol. Inst. ETH Zürich.
- KUHN, J.A. 1972. Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsee (Kt. Schwyz). – Eclogae geol. Helv. 65/3, 485–553.
- KÜMIN, F. 1989. Der Etzel, seine Geschichte, seine Schönheiten, seine Wanderwege. – Bruhin, Freienbach.

- KÜNDIG, R., MUMENTHALER, TH., ECKARDT, P., KEUSEN, H.R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VOGLER, R., GUNTLI, P. 1997. Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz. – Schweiz. geotechn. Komm. (Hrsg.).
- LAUBSCHER, H. 1987. Die tektonische Entwicklung der Nordschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 80/2, 287–303.
- LEUPOLD, W. 1937. Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- LEUPOLD, W. 1943. Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- LEUPOLD, W. 1966. Einsiedler Nummulitenkalke in Lexique stratigraphique international, 1: Europe. – Fasc. 7c, 1, 2.
- LEUZINGER-PICCAND, C. 1994. Archäologische Ausgrabung Einsiedeln-Langrütli 1994 (EL '94). – Vorbericht nach Abschluss der Feldarbeiten. Schweiz. Landesmuseum Zürich.
- LEUZINGER-PICCAND, C. 1996a. Einsiedeln-Langrütli (SZ): eine spätmagdalénien-zeitliche und mesolithische Freilandstation in den Voralpen. – Grabungsbericht und Sammelstudie. *Jb. SGUF* 79.
- LEUZINGER-PICCAND, C. 1996b. Camping am Sihlsee vor 12'000 Jahren. – Schweiz. Landesmuseum Zürich und Schwyz. *Naturf. Ges.*, 51 S.
- LIENERT, O. 1959. Neue geologische Untersuchungen am Grossen Mythen unter spezieller Berücksichtigung der Couches Rouges Mikrofauna. – *Eclogae geol. Helv.* 51/2, 391–394.
- LIENERT, O. 1967. Grosser Mythen. Exkursion Nr. 31 Umgebung von Zürich. Teilstrecke III: Oberberg–Schwyz, Abstecher b. – *Geol. Führer Schweiz* 7, 564–567.
- LÜDI, W. 1939. Die Geschichte der Moore des Sihltales bei Einsiedeln. – *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich* 15, 95 S.
- LÜDI, W. 1953. Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. – *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich* 27, 208 S.
- MÄCHLER, L. 1983. Das Bad Wäggitäl. Die Geschichte des früheren Badekurortes Innerthal. – *Schwyzner Hefte* Nr. 27.
- MATOUSEK, F., WANNER, M., BAUMANN, A., GRAF, H.R., NÜESCH, R., BITTERLI, T. 2000K. Blatt 1050 Zurzach. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000, Karte 102. – *Landeshydr. u. -geol. Bern.*
- MAYER-EYMAR, K. 1868. Coupe du terrain nummulitique des environs d'Einsiedeln. – *Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Einsiedeln*, 68–73.
- MAYER-EYMAR, K. 1877. Systematisches Verzeichniss der Versteinerungen des Parisianer der Umgebung von Einsiedeln. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 14/2, Anh.
- MEYER, A. 1978. Die Kunstdenkmäler des Kantons Schwyz. – Der Bezirk Schwyz: Der Flecken Schwyz und das übrige Gemeindegebiet. – *Die Kunstdenkmäler der Schweiz* 65. – *Ges. Schweiz. Kunstgesch.* – Birkhäuser, Basel.
- MEYER, H. 1922. Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Riseten-Ketten (Kt. Glarus). – *Diss. Univ. Zürich* – Mehl, Braunfels.
- MICHEL, F. L. 1922K. Geologische Karte und Profile des Brienzgrates, 1:50'000. – *Geol. Spez.-Karte* 95. – Schweiz. Geol. Komm.
- MOHR, O. 1928. Abhandlungen aus dem Gebiete der technischen Mechanik. – 3. Aufl. Ernst, Berlin.
- MÜLLER, F. mit Beiträgen von P. ARBENZ 1938. Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen, Berner Oberland. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* N. F. 74.
- MÜLLER, H.-P. 1971. Geologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse zwischen Einsiedeln und oberem Zürichsee (Kt. Schwyz). – *Vjschr. Naturf. Ges. Zürich* 116/1, 1–153.
- MURCHISON, R.I. 1849. On the geological structure of the Alps, Appennines and Carpathians. – *J. Geol. Soc. London* 5/1.
- OBERHAUSER, R. 1982K, 1991. 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd, Erläuterungen. – *Geol. Karte Rep. Österreich* 1:25'000. – *Geol. Bundesanst. Wien.*
- OBERHOLZER, J. 1933. Geologie der Glarneralpen, mit Atlasbd. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* N. F. 28. – Schweiz. Geol. Komm.
- OBERHOLZER, J. et al. 1942K. Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50'000. – *Geol. Spez.-Karte* 117. – Schweiz. Geol. Komm. (1984K unveränd. Neudr.).
- OBERHOLZER, J., HEIM, ALB. 1910K. Geologische Karte der Glarneralpen 1:50'000. – *Geol. Spez.-Karte* 50. – Schweiz. Geol. Komm.
- OCHSNER, A. 1921. Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. – *Diss. ETH Zürich.*
- OCHSNER, A. 1969K, 1975. Blatt 1133 Linthebene, mit Erläuterungen. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000. – Schweiz. Geol. Komm.
- OCHSNER, M. 1907. Die Schwefelquelle im Schlagberg. – *Feuilleton d. Einsiedler Anzeigers* 1907, Nr. 82–84.
- OTTIGER, R., FREIMOSER, M., JÄCKLI, H., KOPP, J., MÜLLER, E. 1990K. Blatt 1131 Zug. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25'000. – *Landeshydr. u. -geol., Bern.*
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter 1–3. – Leipzig (Tauchnitz).
- QUEREAU, E.C. 1893. Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal). – *Beitr. geol. Karte Schweiz* N. F. 3, 153 S.
- QUEREAU, E.C. 1893K. Die Klippenregion von Iberg (Sihlthal), 1:25'000. – *Geol. Spez.-Karte* 14. – Schweiz. Geol. Komm.
- RICK, B. 1985. Geologie des Fluhbrig (Kt. Schwyz) unter besonderer Berücksichtigung der Altmannschichten und der „Gault“-Formation. – *Unpubl. Diplomarbeit ETH Zürich.*
- RICK, B. 2002. Die Geologie des Fluebrig-Gebietes. – In: 100 Jahre Sektion Einsiedeln SAC. ea Druck + Verlag AG, Einsiedeln. S. 74–87.
- RÜTIMEYER, L. 1877. Der Rigi: Berg, Thal und See. – *Georg's, Basel, Genf, Lyon.*
- SCHARDT, H. 1924. Die geologischen Verhältnisse des Kraft- und Stauwerkes Wäggitäl. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 525–544.
- SCHIEDEGGER, A.E. 1977. Klufmessungen im Gelände und ihre Bedeutung für die Bestimmung des tektonischen Spannungsfeldes in der Schweiz. – *Geogr. Helv.* 32/3, 121–134.
- SCHIEDEGGER, A.E. 1978. The enigma of jointing. – *Rivista Ital. Geofisica e Scienze Affini* 5, 1–4.
- SCHIEDEGGER, A.E. 1979. Orientationsstruktur der Talanlagen in der Schweiz. – *Geogr. Helv.* 34/1, 9–15.
- SCHIEDEGGER, A.E. 1995. Geojoints and geostresses. – In *Proc. 2nd Internat. Conf. on Mechanics of Jointed and Faulted Rock*, Balkema Rotterdam, S. 3–35.
- SCHIEDEGGER, A.E. 2001. Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: A reconciliation of conflicting observations. – *Geomorphology* 38/3–4.
- SCHERER, E. 1910. Beiträge zur Urgeschichte der Urschweiz. – *Beil. Jber. 1909/10 Kant. Lehranst. Sarnen.*
- SCHERER, E. 1916. Die vorgeschichtlichen und frühgeschichtlichen Altertümer der Urschweiz. – *Mitt. antiq. Ges. Zürich* 27/4, 200.
- SCHIELLY, H.-P. 1981K. Geologische Karte des westlichen Freiberges (Kt. Glarus), 1:10'000. – *Naturf. Ges. Kt. Glarus.*
- SCHINDLER, C. 1959. Geologie des Glärnisch. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* N. F. 107.
- SCHINDLER, C. 1969. Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner Sees. – *Eclogae geol. Helv.* 62/1, 155–171.
- SCHLÜCHTER, CH., KELLY, M. 2000. Das Eiszeitalter in der

- Schweiz. Eine schematische Zusammenstellung. – Universität Bern und IGCP-378. Stiftung Landschaft und Kies (Hrsg.).
- SCHUPPLI, H.M. 1952. Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz. 9. Abschnitt: Ölgeologische Probleme der subalpinen Molasse der Schweiz. 10. Abschnitt: Ölgeologische Probleme des Mittellandes östlich der Linie Solothurn–Thun. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 26/4.
- SIDLER, C. 1988. Signification de la palynologie appliquée aux sédiments détritiques et organogènes du Pléistocène supérieur: Eem–Tardiglaciaire würmien et de l’Holocène entre Zoug, Zurich et Baden AG (Suisse). – Thèse 8640 EPF Zurich, 217 S.
- SIDLER, C. 1994. Histoire du paysage végétal au Bödmerenwald/Muotathal SZ, du Tardiglaciaire würmien à l’Holocène. – Manuscr., dep. Stiftung Urwald-Reservat Bödmeren.
- SIDLER, C. 2001. Spätglaziale und holozäne Vegetationsgeschichte des Bödmerenwaldes, Gemeinde Muotathal/SZ (Pollenanalyse). – In: Urwaldreservat Bödmeren. – Ber. Schwyz. Naturf. Ges., 13. Heft, 51–64.
- SMIT SIBINGA, G. L. 1921. Die Klippen der Mythen und Rothenfluh. – Diss. Univ. Zürich, 58 S.
- SPECK, J. 1953. Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich – Kalt-Zehnder, Zug, 175 S.
- SPECK, J. 1984. Ur- und Frühgeschichte. – In: STADELMANN, P. (ed.) 1984. Der Vierwaldstättersee und die Seen der Zentralschweiz. – Keller, Luzern, 256 S.
- SPECK, J. 1991. Ein bronzener Schaftlappenbeil von Bisistal (Gem. Muotathal SZ). – Jb. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch. 74, 200–201.
- STACHER, P. 1973. Stratigraphie der Wagetenschuppe und Profile durch die Einsiedler Schuppenzone und den Flysch am Südhang der Wagetenkette. – Unveröff. Dipl.-Arb. ETH Zürich.
- STACHER, P. 1980. Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation – (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 152.
- STRASSER, A. et al. 1995. Geotope und der Schutz erdwissenschaftlicher Objekte in der Schweiz: ein Strategiebericht. – Arbeitsgruppe Geotopschutz Schweiz. Institut de Géologie. Fribourg. 27 S.
- STUDER, B. 1872. Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. – Dalp, Bern, 272 S.
- STÜRM, B. 1973. Die Rigi-Schüttung: Sedimentpetrographie, Sedimentologie, Paläogeographie, Tektonik. – Diss. Univ. Zürich, 96 S.
- TANNER, A. 1968. Die Ausdehnung des Tuggenersees im Frühmittelalter. – Mitt. Hist. Ver. Kt. Schwyz 61, 141–208.
- TOPOGRAPHISCHES BUREAU 1889K, 1894K. Blatt 208 Weggis, Blatt 381 Brunnen des Topographischen Atlas der Schweiz 1:25'000 (Siegfried-Karte). – Topographisches Bureau Bern.
- TRÜMPY, R. 1980. Geology of Switzerland. Part A: An outline of the Geology of Switzerland. Part B: Geological Excursions. – Wepf & Co. Basel.
- TRÜMPY, R. 1985. Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – Njbl. Naturf. Ges. Zürich 187, 47 S.
- VOGEL, A. 1978. Geologie des Kleinen Mythen. – Unveröffentlichte Diplomarbeit Universität Zürich. – Dep. Geol. Inst. Zürich.
- VOGEL, A., HANTKE, R. 1988. Zur Geologie des Rigigebietes. – Mitt. Naturf. Ges. Luzern 30, 23–50.
- WAGNER, G. 1986. Die eiszeitlichen Moränen von Aare- und Rhonegletscher im Gebiet des Worblentals bei Bern. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F. 43, 63–110.
- WAGNER, G. 1997. Eiszeitliche Mittelmoränen im Berner Mittelland. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F. 54, 91–137.
- WAGNER, G. 2001a. Mittelmoränen historischer und prähistorischer Gletscher im Wallis. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N.F. 58.
- WAGNER, G. 2001b. Drumlins im Berner Mittelland? – Eine begrifflich-morphologische Studie. – Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F. 58, 97–114.
- WAGNER, G. 2001c. Mittelmoränen eiszeitlicher Alpengletscher in der Schweiz. – Eclogae geol. Helv. 94/2, 221–235.
- WATSON, G.S. 1970. Orientation statistics in the Earth sciences. – Bull. Geol. Inst. Uppsala N.S. 2/9, 73–89.
- WEIBEL, V. 1973. Namenkunde des Landes Schwyz. Forschungen zum alemannischen Sprachraum 1. – Huber, Frauenfeld.
- WEISS, H. 1949. Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm. – Diss. Univ. Zürich.
- WELTEN, M. 1988. Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 156.
- WILDBERGER, A., PREISWERK, CH. 1997. Karst und Höhlen der Schweiz. – Speleo Projects Basel.
- WINKLER, W., WILDI, W., VAN STUIJVENBERG, J., CARON, CH. 1985. Wägital-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale. – Eclogae geol. Helv. 78/1, 1–22.
- WYNISTORF, E. 1985. Beiträge zur Geomorphologie des Rigi-NW-Hanges und des nordwestlichen Teiles des Rigi-NE-Hanges, Geomorphologie, Palynologie. – Unpubl. Diplomarbeit Geogr. Inst. Univ. Zürich.
- WYSSLING, G. 2002. Die Ur-Sihl floss einst ins Reusstal. – Zur Geologie des Sihltales zwischen Schindellegi und Sihlbrugg. – Verein. Pro Sihltal 52, 1–14.
- WYSSLING, L. & G., FELBER, P. 1995. Glazialgeologische Spezialuntersuchung der Kernbohrung Nr. 109 bei Menzingen/ZG mit zusätzlicher Geschiebe-Analyse des Bohrgutes. – Ber. Geol. Büro Wyssling, Pfaffhausen ZH.
- YAVUZ, E.V. 1996. Analyse der Bewegung grosser, tonreicher Rutschgebiete am Beispiel des Gebietes Engelstock–Sattel–Steinen (SZ). – Diss. ETH Zürich Nr. 11706.
- ZIEGLER, P. 1998. Kulturraum Zürichsee – 5000 Jahre Geschichte in Bildern und Dokumenten. – Gut, Stäfa.
- ZINGG, A.J. 1999. Talebene von Studen, Abklärung Grundwasserhältnisse für das Amt für Umweltschutz des Kantons Schwyz.



