Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Solothurn

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Solothurn

Band: 30 (1981)

Artikel: Geologie der Region Solothurn und Führer zum Geologischen Wanderweg über die Weissensteinkette

Autor: Ledermann, Hugo

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-543442

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

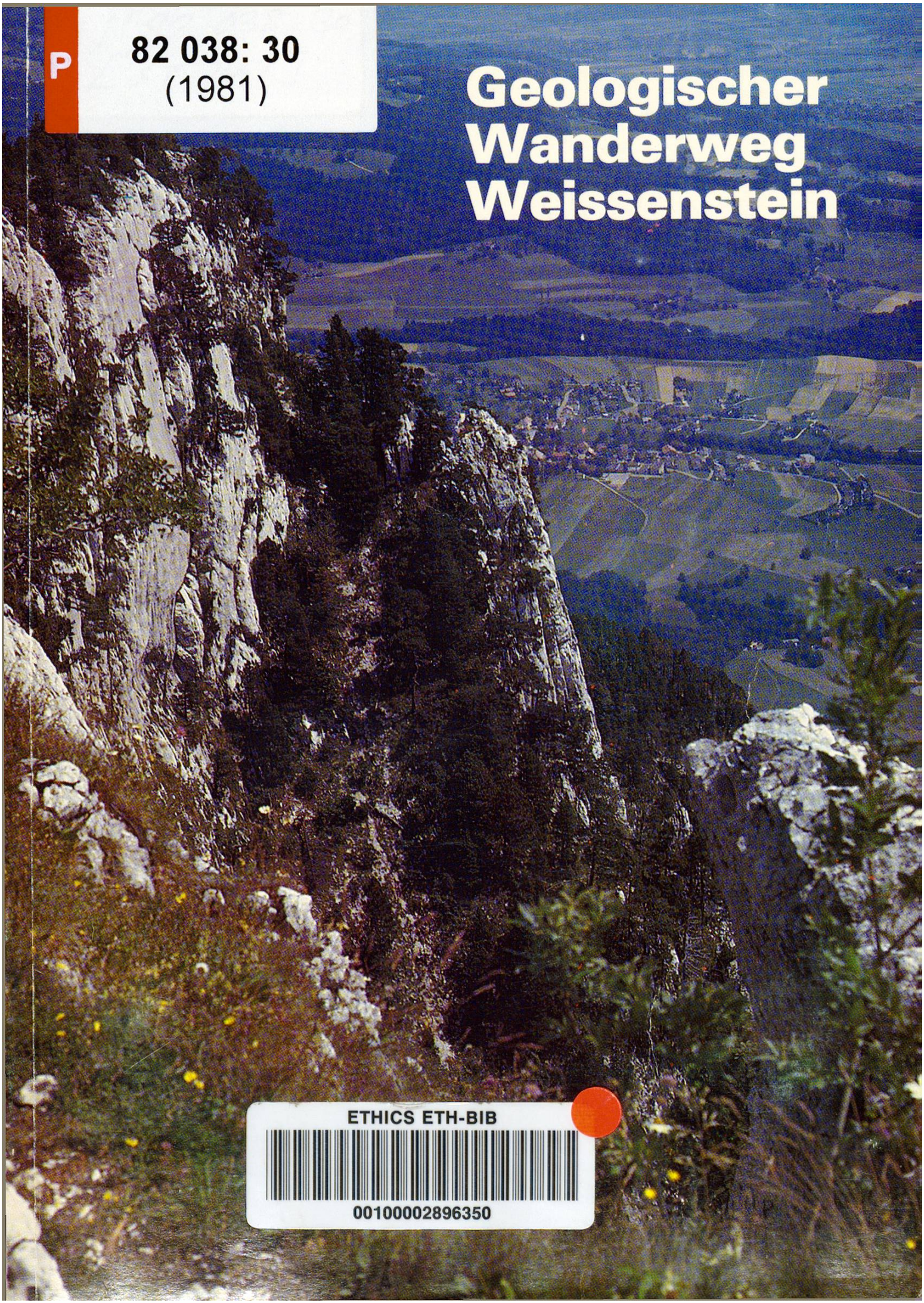
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 12.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

P
82 038: 30
(1981)

Geologischer Wanderweg Weissenstein



ETHICS ETH-BIB
00100002896350

Titelbild: Balmfluechöpfli

1481–1981

500 Jahre
eidgenössischer Stand
Solothurn

Copyright: Naturforschende Gesellschaft des Kantons Solothurn, 1981
Redaktion: Urs Wiesli
Druck und Gestaltung: Rentsch AG, Trimbach-Olten

Bildernachweis:
Luftbild: Bundesamt für Landestopographie, reproduziert mit Bewilligung vom 7. Mai 1981
übrige Fotos und Umschlagbild: Urs Wiesli

Hugo Ledermann

Geologie der Region Solothurn

und

Führer zum Geologischen Wanderweg über die Weissensteinkette

Zum 500. Jahrestag
des Beitritts Solothurns zur Eidgenossenschaft

herausgegeben von der
Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Solothurn

Ser. ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH

Erscheint als Heft 30/1981 der
Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Solothurn

und als Heft 15/1981 der
Beiträge zur Heimatkunde des Kantons Solothurn,
herausgegeben im Auftrag des Regierungsrates des Kantons Solothurn

Zu diesem Heft

Glückliche Umstände haben auf das Solothurner Jubiläumsjahr 1981 hin die Naturforschende Gesellschaft des Kantons Solothurn und den Waldwirtschaftsverband Solothurn-Lebern zusammengeführt und gemeinsam den Plan zur Erstellung eines geologischen Wanderweges über die Weissensteinkette reifen lassen. Dessen Verwirklichung ist das Geschenk beider Institutionen an das Solothurner Volk zum Kantonsjubiläum. Der Waldwirtschaftsverband übernahm die Erstellung und Montage der 34 Hinweistafeln und Wegweiser längs der Route von Solothurn über den Balmberg und den Weissenstein bis nach Gänsbrunnen, die Naturforschende Gesellschaft hingegen ermöglichte die Publikation des vorliegenden, den Wanderweg erläuternden Führers. Er ist, dem Jubiläumsjahr entsprechend nicht im gewohnt schlichten hellgrünen Umschlag, sondern gleichsam im Festgewand erscheinend, zugleich Heft 30 der «Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft» und gleichzeitig auch Heft 15 der «Beiträge zur Heimatkunde des Kantons Solothurn», die jeweilen vom Erziehungs-Departement an die Schulen verteilt werden. Damit ist auch den Lehrern eine weitere Möglichkeit geboten, ihren Schülern eines der schönsten Gebiete des Kantons auf eine im wahrsten Sinne des Wortes bodenständige Art näherzubringen.
Allen Institutionen und Persönlichkeiten, die sich für das Gemeinschaftswerk eingesetzt haben, vorab jedoch dem Verfasser der vorliegenden Arbeit, Herrn Dr. Hugo Ledermann, sei auch an dieser Stelle der aufrichtige Dank ausgesprochen.

Für die Naturforschende Gesellschaft
Urs Wiesli, Red.

P 82 038

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH

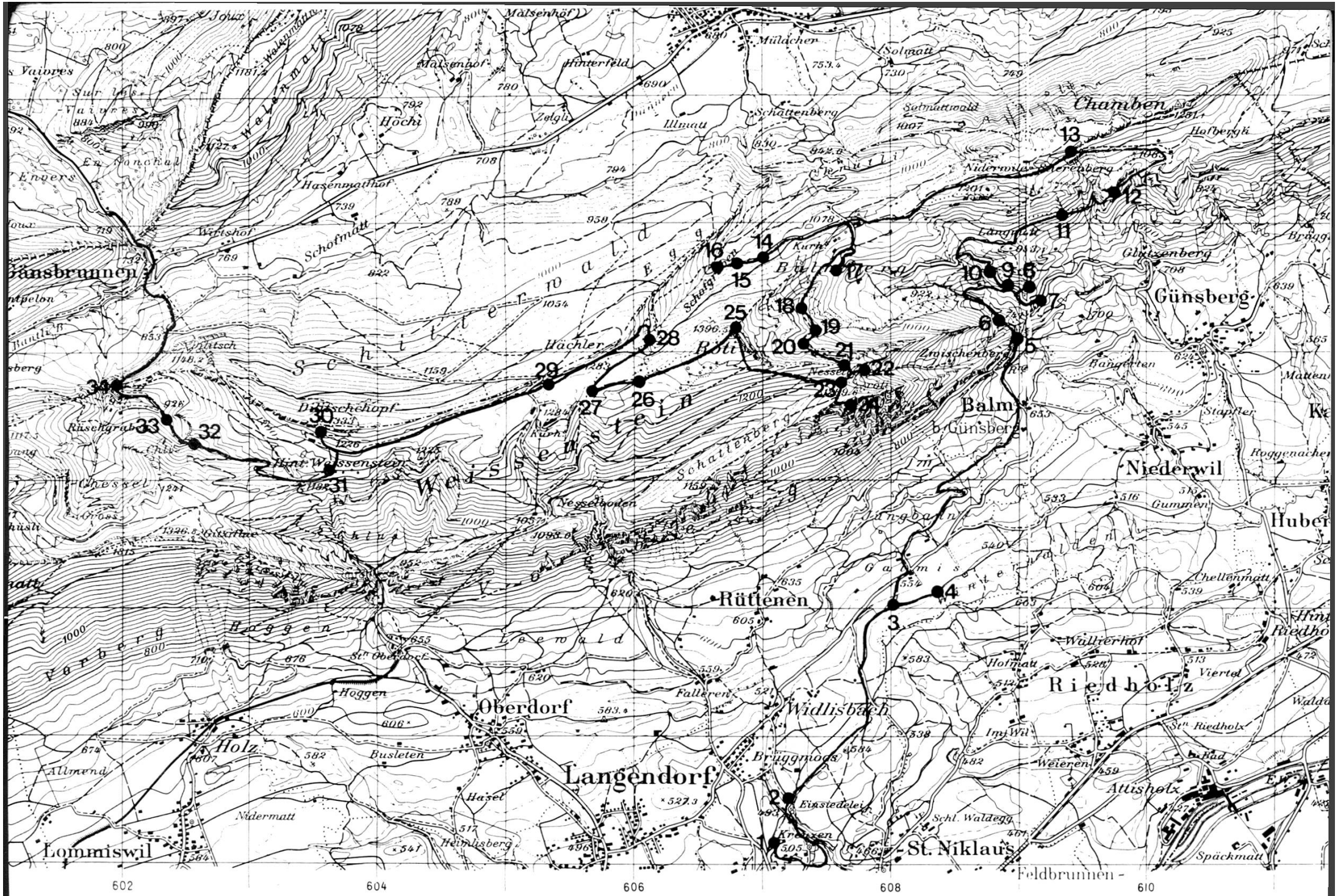
Vorwort

Der vorliegende Geologieführer ist eine Zusammenfassung der gesamten Literatur über die Geologie der Region Solothurn und einer weitern Umgebung, ergänzt durch eigene Beobachtungen.
Im Literaturverzeichnis sind die wichtigeren und besonders neuere Arbeiten aufgeführt. Die Abhandlungen sind in vielen Fachzeitschriften verstreut zu finden und dem interessierten Laien nicht leicht zugänglich und verständlich. Ein Abschnitt «Erklärung von Fachausdrücken» ist daher angefügt.
Die Hauptroute führt von Solothurn über die Verenakette, durch Galmis–Balmklus–Weidli–Längmatt–Gschlief–Hofbergli–Chamben auf die Balmberge, weiter zur Nesselbodenröti und über die Rötiflue zum Kurhaus Weissenstein – über Hinter-Weissenstein und den Rüschgraben nach Gänsbrunnen.

Abzweigungen:
- Aufstieg durch das «Gschlief» (nur für Kletterer)
- von Oberbalmberg über das Bödeli in den Schofgraben
- von der Nesselbodenröti zum Balmfluechöpfli
- in den obern Schofgraben
- vom Hinter-Weissenstein zum Nidlenloch

Die Orientierungstafeln geben Aufschluss über die an dieser Stelle sichtbaren stratigraphischen Stufen. Einzelheiten können dem Geologieführer entnommen werden.
Die Numerierung der Tafeln entspricht den Nummern auf der hier beigefügten Karte 1:50000.
Beigefügt sind zum Verständnis der Tektonik einige Querprofile durch die Weissensteinkette.
Die Wanderung sollte nicht ohne Blatt 1107 (Balsthal) der Landeskarte 1:25000 begonnen werden. Für den Abschnitt Rüschgraben–Gänsbrunnen ist auch Blatt 1106 (Moutier) nötig.
Auch die Geologie der jüngeren Abschnitte der Erdgeschichte der Region ist kurz dargestellt, obschon der Wanderweg diese Gebiete nicht berücksichtigt.
Der Führer soll dem interessierten Laien und Naturfreund dienen.

Hugo Ledermann



Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 6. Mai 1981.

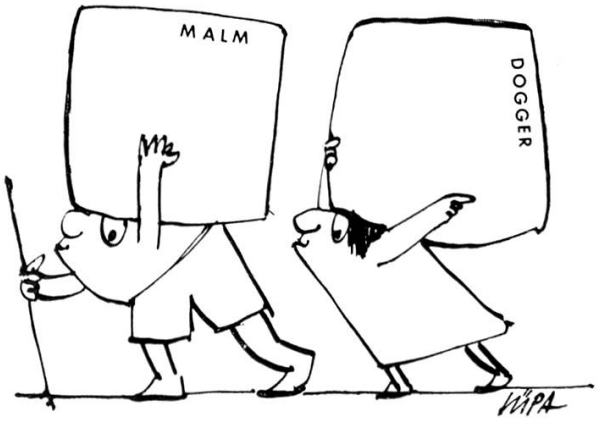
Geologie der Region Solothurn

Nach neueren Erkenntnissen begann vor mehr als vier Milliarden Jahren die Erstarrung des ursprünglich gasförmigen, dann flüssigen Erdballes von aussen her. Die erste Gesteinshülle bildete sich. Die erstarrte Kruste ist etwa 40 km dick, was weniger als 1 % des Erdradius ausmacht. Vergleichsweise weist ein Globus von 2 m Durchmesser eine Rinde von knapp 1 cm Dicke auf. In dieser dünnen Rinde spielt sich alles ab, was die geologische Wissenschaft erforscht und zu erklären versucht.

Einerseits befasst sich die Geologie mit dem Stoff der Erdkruste, den Gesteinen (Petrographie, Mineralogie, Kristallographie), anderseits mit dem Bauplan der die Kruste aufbauenden Gesteinsschichten (Tektonik), weiter mit der Geschichte – der zeitlichen Folge – der Gesteinsschichten (Stratigraphie oder Historische Geologie) und schliesslich mit der Entwicklung der Pflanzen- und Tierwelt (Paläontologie).

Wie das Innere unserer Erde beschaffen ist, wissen wir nicht sicher. Verschiedene Theorien bestehen. Einen gewissen Hinweis geben die Meteorite (meist Gesteine, auch Nickeleisen). Es sind durch die Anziehungskraft der Erde eingefangene Bruchstücke ausserirdischer Himmelskörper.

Wenn wir bedenken, dass das tiefste Bohrloch nur rund 8000 m tief ist (~ 1 ¼ ‰ des Erdradius, im erwähnten Globus ein Nadelstich von 1 ¼ mm Tiefe), erscheint es verständlich, dass uns sicheres Wissen über das Erdinnere verschlossen bleibt und bleiben wird.



Zwischen den Tafeln, insbesondere bei Wegverzweigungen, ist die geologische Wanderroute durch das nebenstehende von Jürg Parli entworfene Signet gekennzeichnet.

Erdgeschichtliche Zeittafel

Zeitalter	Periode Formation	Epoche Abteilung	Stufe (Unterstufe)	Beginn vor: (Jahren)	Dauer (Jahre)
Erdneuzeit oder Neozoikum	Quartär	Holocaen geologische Gegenwart (früher: Alluvium		10000	10000
		Pleistocaen Eiszeitalter (früher: Diluvium)	Würmeiszeit	80000	
			Riss/Würm-Interglazial	120000	
			Risseiszeit	300000	
			Mindel/Riss-Interglazial	360000	
			Mindeleiszeit	500000	
			Günz/Mindel-Interglazial	740000	
			Günzeiszeit	900000	
			Donau/Günz-Interglazial	1,34 Mio.	
			Donaueiszeit	1,6 Mio.	
			Biber/Donau-Interglazial	1,86 Mio.	
			Bibereiszeit	3,2 Mio.	~3 Mio.
	Tertiär	Pliocaen		5 Mio.	2
		Miocaen	Sarmatien } OSM	7 Mio.	
			Tortonien } OSM	13 Mio.	
			Helvetien } OMM	15 Mio.	
			Burdigalien } OMM	20 Mio.	
			Aquitanien } OMM	22 Mio.	17
		Oligocaen	Chattien } USM, Stampien	32 Mio.	~62
			Rupelien } UMM, Stampien	37 Mio.	5
		Eocaen	(Siderolithicum)	55 Mio.	18
		Paleocaen		65 Mio.	10

Erdmittelalter oder Mesozoikum	Kreide			141 Mio.		76
	Jura	Malm = oberer oder weisser Jura	Twannbach-Formation = Portland. Reuchenette-Formation = Kimmeridg. Balsthaler-F. } Oxfordien Seq. Wildegg-F. } Oxfordien Argov. Oxford-Tone } Oxfordien	146 Mio. 151 Mio. 160 Mio.	5 5 9	19
		Dogger = mittlerer oder brauner Jura	Callovien Bathonien Bajocien Aalenien	164 Mio. 167 Mio. 175 Mio. 177 Mio.	4 3 8 2	17
		Lias = unterer oder schwarzer Jura	Toarcien Pliensbachien Sinemurien Hettangien	179 Mio. 183 Mio. 189 Mio. 195 Mio.	2 4 6 6	18
	Trias	Rhät Keuper Muschelkalk Buntsandstein		199 Mio. 212 Mio. 223 Mio. 230 Mio.	4 13 11 7	35
Erdaltertum oder Palaeozoikum	Perm	Zechstein Rotliegendes		251 Mio. 280 Mio.	21 29	50
	Karbon	Stephanien Westfalien Namurien Dinantien		290 Mio. 310 Mio. 325 Mio. 345 Mio.	10 20 15 20	65
	Devon			395 Mio.		50
	Gothlandium (Silurien)			435 Mio.		40
	Ordovicium			500 Mio.		65
	Kambrium			570 Mio.		70
Proterozoikum	Algonkium (Eozoikum)			2620 Mio.		2050
Azoikum	Archaikum			> 4200 Mio.		1600

Auszug aus: **F.W.B. Eysinga (1978):** Geological Time Table. Elsevier scientific publishing Company, 1000 Amsterdam

in der Region Solothurn vorhanden

Das absolute Alter unzähliger Gesteine ist seit etwa 40 Jahren mit verschiedenen Methoden (Uran-, Kalium/Argon-, Rubidium/Strontium-Methode, die alle auf Atomzerfall oder Atomumwandlungen beruhen) bestimmt worden.
Daraus konnte die heute gültige Zeittafel der geologischen Entwicklung der Erdkruste abgeleitet werden (Seiten 6 und 7).
Die Landschaft unserer Region ist vor allem durch zwei geologische Ereignisse gestaltet worden:
– Gegen Ende der Tertiärzeit, im Pliocaen, bis vor etwa 2 Millionen Jahren durch die Hauptfaltung und Aufwölbung der Juraketten. Ältere Faltungsphasen begannen bereits im Oligocaen;
– und rund 300000 bis 10000 Jahre vor heute durch die beiden letzten Eiszeiten und die dazwischenliegende Warmzeit: Eisvorstösse mit Überflutung weiter Gebiete des Mittellandes, Überkleidung der Landschaft mit Grundmoräne und Moränenwällen, Erosion tiefer Talrinnen und Wiederauffüllung mit Schottern.
Was weiter geschah, in der Nacheiszeit, der geologischen Gegenwart, dem sogenannten Holocaen, das heisst während der letzten 10000 Jahre, sind geologisch gesehen Kleinigkeiten – Verwitterung der Gesteine, Abtragung, Erosion, Bergstürze, Erdschlipfe, Bach- und Flussdeltabildung.

Mesozoikum – Erdmittelalter

Schichtbeschreibungen (Stratigraphie)

Der Geologe verwendet als Schichtnamen entweder eine Lokalität, wo die betreffende Schicht typisch ausgebildet ist (zum Beispiel Effingerschichten nach der Ortschaft Effingen am Bözberg, Verenaoolith nach der St.-Verena-Schlucht bei Solothurn), oder den Namen einer Versteinerung, die in dieser Schicht häufig oder leitend auftritt (zum Beispiel Murchisonaeschichten nach dem nur darin auftretenden Fossil Ludwigia murchisonae, einer Ammonitenart, Variansschichten nach der häufigen Brachiopode Rhynchonella varians), oder schliesslich charakteristische Merkmale des Gesteins (zum Beispiel Hauptrogenstein = oolithischer Kalk des Doggers, Rotliegendes als Bezeichnung für das rote erzfreie Liegende unter den Kupferschiefern des Perm). Mit den modernen, verfeinerten geologischen Untersuchungsmethoden – detaillierte geologische Feldarbeit, verschiedenste Laborarbeiten mineralogischer, chemischer, mikropaläontologischer Art – kann sich der Geologe ein Bild über den Zustand der Landschaft vergangener Zeitepochen konstruieren (Palaeogeographie).
In den vergangenen zwei bis drei Jahrzehnten sind über die Stratigraphie und die zeitlichen Korrelationen mehrerer Jura- und auch tertiärer und quartärer Schichten neue Erkenntnisse gewonnen worden, die in den nachfolgenden Schichtbeschreibungen verwertet sind. Angaben über Einzelheiten der Schichtfolge sind zum Teil der Literatur entnommen, zum Teil eigene Beobachtungen.
Die Beschreibungen beginnen mit den ältesten aufgeschlossenen Bildungen.
Die ältesten in unserer Region aufgeschlossenen Gesteinsschichten sind die Schichten der mittleren Trias, gebildet als flachliegende Sedimente vor 210–215 Millionen Jahren. Sie erscheinen im Kessel des Balmberggebietes.
In keinem Juratunnel sind ältere Schichten durchfahren worden. Die mittlere Trias, die Muschelkalkformation, weist in ihrem mittleren Abschnitt weiche, plastische Gesteine auf – Gips, Anhydrit und Steinsalz.
Auf diesem Gleithorizont als Schmiermittel sind alle jüngeren Schichten des Jura durch Druck von Süden – Abschlussphase der Alpen-

bildung – von ihrer Unterlage abgeschert und zum Kettenjura gefaltet worden.
Für die Geländeform ist die Beschaffenheit der Gesteinsschichten massgebend, ob es feste, widerstandsfähige Kalksteine sind oder weiche, mürbe, leicht verwitternde Tone und Mergel.
Aus harten Gesteinsschichten bestehen: der obere Teil des Weissen Jura, eine Abteilung im Braunen Jura (Hauptrogenstein), der untere Teil des Schwarzen Jura und der Muschelkalk der Trias. Diesen vier festen Gruppen, die das Gerüst der Berge bilden können, sind weichere Schichtmassen zwischengelagert, die leicht weggespült werden und daher Hohlformen an der Kettenoberfläche bilden.
Der steife Sockel – ältere Trias, verschweisst mit dem Schwarzwaldgranit – ist nicht mitgefaltet, höchstens in Schollen zerbrochen worden.
Die Juraketten der Region liegen nach bisheriger Unterteilung im Übergangsgebiet zwischen raurachischer Fazies im Westen und argovischer Fazies im Osten.
Gesteine aus dem Erdaltertum sind in der Schweiz nur in den Alpen aufgeschlossen – metamorphe karbonische und permische Sedimente, Granite und noch ältere sogenannte Altkristalline Schiefer und Gneise.

Bildungen der Trias-Periode

Der Name bedeutet Dreiheit, gewählt wegen der Dreiteilung der Periode in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper.
Buntsandstein und unterer Muschelkalk sind nicht mitgefaltet und daher nicht aufgeschlossen, in unserer Region wahrscheinlich gar nicht abgelagert worden. Das Muschelkalkmeer drang von Norden her vor und erreichte erst im mittleren Muschelkalk den Südjura.
Allgemein zeigen die Triasschichten Mitteleuropas, dass damals langandauernde wiederholt sich einstellende Bildungsbedingungen in chemischer, physikalischer und weitgehend auch organischer Hinsicht geherrscht haben müssen.
Die zeitlich sich folgenden, horizontal geringen Fazieswechsel beherrschen jeweils das ganze Gebiet in der gleichen Schichtstufe. Pelagische, das heisst Hochseeablagerungen, fehlen in der Trias.

Alle sind entweder Land-, Lagunen-, Ufer- und Seichtmeerbildungen. Ganz Mitteleuropa ist ein Flachmeer mit geringen Schwankungen der Tiefe, wahrscheinlich nie über 100 bis 150 m tief.
Während Jahrmillionen blieb die Erde hier tektonisch ruhig.
Das zunehmende Gewicht der immer mächtiger werdenden Sedimentschichten – Hunderte, ja Tausende von Metern dick – zwingt aber dazu, anzunehmen, dass der Boden der Meereströge sich langsam senkt (isostatische Ausgleichsbewegungen).

Muschelkalkformation

Ursprünglich stammt der Name vom Eindruck, den bestimmte Kalkschichten, vorwiegend aus Schalen oder Schalentrümmern von Mollusken gebildet, auf die Geologen gemacht haben. Später ist der Name auf die Meeresablagerungen der ganzen mittleren Trias übertragen worden, obschon viele Schichten dieser Formation weder Kalk sind, noch Muscheln enthalten. Anderseits gibt es in viel jüngeren Ablagerungen «Muschelkalk»-Schichten.

Anhydritgruppe
In einer alten Gipsgrube (Koord. 608910/234540 an der neuen Balmbergstrasse) findet man weisse Gipsbrocken, eventuell auch Anhydrit und dunkle dolomitische Mergel mit Gipsschlieren. Der Gips ist hier tektonisch in die Antiklinale – am obern Grubenrand sichtbar – hineingepresst worden. Die oberste Anhydritgruppe zeigt dünnplattig gebankte Dolomite (Tafel 9). Es ist nicht entschieden, ob sich Gips aus Anhydrit oder Anhydrit aus Gips gebildet hat. In den Tiefbohrungen des Mittellandes ist kein Gips, sondern Anhydrit gefunden worden. Es muss daher angenommen werden, dass sich Gips nachträglich durch Wasseraufnahme aus Anhydrit bildet. Die Bildungsbedingungen im Muschelkalkmeer sprechen aber für primäre Gipsbildung. Der Anhydrit müsste sich dann nachträglich unter dem Überlagerungsdruck der nachfolgenden Sedimente gebildet haben. Im Profil des Weissensteintunnels sind aber als Gewölbekern mit Nord- und Südschenkel rund 150 m Anhydrit durchfahren worden, der nur randlich in Gips umgewandelt war.
Die ehemaligen Gipsgruben im Balmberggebiet liegen zum Teil in der Anhydritgruppe, zum Teil im jüngeren *Gipskeuper.*

Trochitenkalk
Trochiten sind die Stielglieder einer Seelilie (Encrinus liliiformis), die in den Randzonen des Muschelkalkmeeres zusammengeschwemmt wurden. Einzelne Bänke sind ganz aus diesen Stielgliedern gebildet. Sie wechseln mit Schillkalkbänken (= Kalk mit Brachiopoden- und Schneckengehäusen).
Der untere Teil der Stufe ist ein dickbankiger Dolomit, zum Teil mit Silexlagen.

Plattenkalk
Er wird auch Nodosuskalk genannt – nach dem leitenden Ammoniten Ceratites nodosus, der allerdings sehr selten gefunden wird. Vom Trochitenkalk ist er durch einen Mergelhorizont getrennt, der im Balmberggebiet nur noch durch 10 cm braune dolomitische Mergel angedeutet ist.
Die Stufe selbst ist eine Wechsellagerung von Kalken mit dolomitischen Lagen und Schlieren, dolomitischen Kalken und Bruchschillkalken, verschieden dick gebankt (5–40 cm).
Die obersten 6 m sind 10–90 cm dick gebankte dolomitische Kalke und kalkige Dolomite.

Trigonodusdolomit
Der Übergang vom kalkigen Dolomit zum reinen Dolomit ist kontinuierlich, so dass die Grenze Plattenkalk/Trigonodusdolomit – benannt nach dem Leitfossil Trigonodus sandbergeri, einer Muschel – in der Weissensteinkette etwas willkürlich bestimmt werden muss. Die untere Hälfte der etwa 20 m mächtigen Stufe zeigt ziemlich körnige Dolomite mit Calcit/Silexkonkretionen. Die obere Hälfte sind höckerig undeutlich gebankte Dolomite mit Calcitdrusen. Zu oberst liegen 2–3 m gut gebankte helle Dolomite mit weiss/schwarz gebänderten Silexplatten.

Die genannten drei Stufen des oberen Muschelkalkes sind an der neuen Balmbergstrasse bei Koord. 608775/234650 gut aufgeschlossen und weisen – im Nordschenkel der Rötifalte – folgendes Profil auf (Tafel 10):

– Anhydrit-Dolomit ∾ 6 m aufgeschlossen

- Trochitenkalk, 19–20 m
  - 4–5 m grobkörnige, 30–120 cm dick gebankte kalkige Dolomite
  - 3 m Dolomit mit Silexlagen
  - 0,1 m Mergelband
  - 12 m Wechsellagerung von grobkörnigen Kalken mit dolomitischen Schlieren, Schillkalken und Trochitenkalken
- Plattenkalk, um 15 m
  - 0,1 m dolomitische Mergel
  - 0,8 m glaukonitführende Bruchschillkalke
  - 8 m Wechsellagerung von Kalken mit dolomitischen Lagen, dolomitischen Kalken und Bruchschillkalken, 5–40 cm gebankt
  - 6 m, 10–90 cm dick gebankte dolomitische Kalke mit Calcit-Silex-Konkretionen
- Trigonodusdolomit, 20–23 m
  - untere Hälfte: körnige Dolomite mit Calcit-Silexkonkretionen, Zwischenlagen von Schill führenden Dolomiten
  - obere Hälfte: undeutlich gebankte Dolomite mit höckerigen Schichtflächen, oft Calcit-Drusen.

Kalkschichten – bis zu 95 % aus $CaCO_3$ (Calciumcarbonat) gebildet – und Dolomit, ein Calcium-Magnesium-Carbonat [$CaMg(CO_3)_2$] – können nicht leicht unterschieden werden.
Der Geologe trägt immer ein Fläschchen mit 10%iger Salzsäure auf sich. Mit einem Tropfen Salzsäure braust Kalkstein stark, Dolomit überhaupt nicht, Zwischenglieder entsprechend schwächer.

Keuper

Mitteleuropa ist immer noch ein flacher Meerestrog.
In den Keupersedimenten machen sich vermehrt festländische Einflüsse geltend.
Für die Bildung derselben wird eine Zufuhr des Materials aus westnordwest bis nördlichen Festlandgebieten (französisches Zentralplateau über Ardennen bis Baltischer Schild) mit kühlem humiden Klima für den unteren Keuper mit vorwiegend mergeligen Ablagerungen und aus östlichen Festlandgebieten (Vindelizisches Gebirge) mit subtropischem Klima für den oberen Keuper mit mehr sandigen Ablagerungen angenommen.

In mittleren und oberen Keuper wird das Meer auch lagunenartig mit Gipsbildungen.
Die Keuperschichten sind im allgemeinen weich und verwittern leicht, so dass sie meist unter Schutt liegen.
Ein Profil des untern Keupers – in verkehrter Lagerung im überkippten Südschenkel der Rötifalte – ist bei Koord. 609070/234450 an der neuen Balmbergstrasse – etwa nach 50 m am nach Nordosten abzweigenden neuen Forstweg – aufgeschlossen.
Wir fanden hier (Tafel 8):

- den obersten Trigonodusdolomit
- etwa 2 m Estherienschiefer, dunkle schiefrige Tone, die gelegentlich Bonebedlagen (Knochenlager) und lagenweise die Faziesfossilien Estheria minuta und Lingula tenuissima enthalten
- etwa 4 m Grenzdolomit, dickbankige Dolomite mit Drusen
- unterste Lagen des Gipskeupers, bunte Mergel mit Gipslagen (= mittlerer Keuper).

Der oberste Keuper war am Käspisbergli (ca. Koord. 610560/235140) aufgeschlossen, abseits der Wanderroute.
Über einer gelben Dolomitbank folgten etwa 70 cm Rhätsandsteine mit grauen und grünen Mergelzwischenlagen. Darüber standen etwa 50 cm graue schiefrige Tone, die sogenannten Insektenmergel des untersten Lias an.
Im Weissensteintunnel ist das Rhät (oberste Keuperstufe) im Südschenkel der Rötifalte 2 m mächtig durchfahren worden, mit drei dünnen Schichten weissen Sandsteins mit Muschel- und Knochenlager, einem sogenannten Bonebed, zwischen Mergellagen. Es ist eine litorale (= Küsten-) Fazies.
Die verstreuten Rhätvorkommen im Jura deuten darauf hin, dass es stellenweise nicht abgelagert oder wieder erodiert worden ist, was am Ende der Triasperiode Festlandbildungen im flachen Meer anzeigt.

Bildungen der Jura-Periode

Der Begriff Jura (sprachgeschichtlich vom keltischen jor = Wald abgeleitet) hat zwei Bedeutungen:

Geographisch umfasst er das europäische Mittelgebirge, das sich von Frankreich über die Schweiz bis zum oberen Main erstreckt (Französischer, Schweizer, Schwäbischer und Fränkischer Jura). Geologisch ist der Name auf die Gesteinsschichten des mittleren Abschnittes des Erdmittelalters (Mesozoikum) übertragen worden, weil die Sedimente des Juragebirges in dieser Zeitepoche gebildet wurden – gemäss Zeittafel vor 195–141 Millionen Jahren.
Die Lehre von den Gesteinsschichten, der Stratigraphie, ging von Deutschland aus. Die Juraformation Süddeutschlands wurde in die drei Epochen Schwarzer, Brauner und Weisser Jura unterteilt, entsprechend der vorherrschenden Farbtönung der Gesteine.
Bald wurden dafür auch die englischen Bezeichnungen für diese Epochen: Lias, Dogger und Malm übernommen. Die weitere Unterteilung in je 6 Stufen, bezeichnet mit den ersten Buchstaben Alpha bis Zeta des griechischen Alphabetes, ist bei uns und auch international kaum mehr gebräuchlich. Die Namengebung der Stufen beruht heute weitgehend auf leitenden Ammoniten.
Nach der Keuperzeit, an deren Ende Teile Mitteleuropas Festland wurden, erfolgten am Beginn der Juraperiode in Teilen Mittel- und Westeuropas grossflächige Meeresüberflutungen (Transgressionen). Die Tiefe dieses Jurameeres war nicht zu jeder Zeit und an jedem Ort während dieser mehr als 50 Millionen Jahre dauernden Überflutung dieselbe. Man nimmt an, dass 500 m Tiefe nie überschritten wurden. Der grösste Teil lag im Schelfbereich (< 200 m) mit grossräumigen noch seichteren Arealen (bis 50 m und weniger).
Die Tiefe des Meeres während der verschiedenen stratigraphischen Stufen lässt sich aus dem Charakter der abgelagerten Sedimente, dem Mineralbestand, der Struktur und den darin enthaltenen Versteinerungen abschätzen; so müssen zum Beispiel Korallen führende Gesteine in warmen Meeren von Tiefen bis höchstens etwa 50 m gebildet worden sein, entsprechend dem heutigen Lebensraum der Korallen, Schwämme führende Gesteine aus demselben Grunde wohl bis etwa 80 m Tiefe. Tonmineralien führende Gesteine (Tone und Mergel) setzen dann in den meisten Fällen ein etwas tieferes Meer mit pelagischem Einfluss voraus, Sand führende Kalke (mit vom Land her eingeschwemmtem, gerundetem Quarzdetritus) wieder ein wenig tiefes Meer. Hier muss aber auch die Möglichkeit von untermeerischen Strömungen in Betracht gezogen werden, in dem

Sinne, dass diese solchen Detritus auch in tiefere Meere verfrachten können. Oolithe werden auch heute noch nur in warmen Flachmeeren als chemischer Kalkabsatz und konzentrische Anlagerung um kleine Kerne von Quarz oder Schalentrümmern gebildet. Oolithe sind daher eine Schwellenfazies.
Ammoniten führende Gesteine sind eher in relativ tieferem Meer gebildet worden, entsprechend dem Lebensraum des heute noch lebenden Verwandten und Nachfahren der Ammoniten, dem Nautilus im Indischen und Grossen Ozean. Ammoniten findet man nie in neritischen Sedimenten. Umstritten ist der Bildungsraum der Eisenoolithe, die in den Ablagerungen der Jura-Periode mehrmals auftreten. Einerseits verlangt die oft reiche Ammonitenfauna ein tieferes Meer, anderseits werden die braunen Tone mit Eisenhydroxid als Einschwemmung vom Festland gedeutet, aber auch als sogenannte Kondensationshorizonte – geringmächtige Ablagerungen langer Zeiträume – im tieferen Meer.
Die Schichtbeschreibung beginnt wieder mit den ältesten Bildungen der Jura-Periode.

Lias – Schwarzer Jura

Die im Laufe der 18 Millionen Jahre gebildeten unterschiedlichen Sedimente zeigen wieder schwankende Meerestiefen an.
Der untere Lias beginnt mit einer in unserer Region dünnen Schicht grauer Schiefertone, dem sogenannten Insektenmergel, in der Region fossilleer.
Darüber folgen Cardinienbänke, braun anwitternde, leicht sandig-kieselige Kalkbänke mit häufigen Muschelquerschnitten, überlagert von den Gryphitenkalken, die gesamthaft rund 20 m mächtig sind. Die untern 4 m sind in unserer Region die auffälligsten Schichten des untern Lias, in welchen die Greifmuschel Gryphaea arcuata massenhaft auftritt (= unterer Gryphitenkalk). Selten liegen auch grosse, aber schlecht erhaltene Arietiten (Ammonitengattung) darin. Sie sind gefolgt von dickbankigen, Glimmer führenden sandigen Kalken (= mittlerer Gryphitenkalk) und Sandkalken mit vielen Silexknollen und -lagen (= oberer Gryphitenkalk). Darüber liegen noch stärker sandige Kalksandsteine: bis 1 mm grosse Quarzkörner sind mit einem calcitischen Zement zu einem hellgrauen Sandstein verkittet.

Als Mittlerer Lias folgen etwa 11 m, beginnend unten mit feinspätigen Kalkbänken, übergehend in knollige Kalke mit Mergellagen. Diese führen die im Durchschnitt grössere Greifmuschel Gryphaea obliqua und eine Brachiopode (Zeilleria cor) (= Obliqua-Schichten).
Die jüngeren glaukonitischen Belemnitenkalke darüber werden als Amaltheenschichten ausgeschieden, weil sie den Ammonit Amaltheus margaritatus neben vielen Belemniten enthalten.
Der Obere Lias ist in unserer Region nur etwa 2 m mächtig, unten eine dünne Schicht der Posidonomyenschiefer: Stinkkalkbank, auch mit Fischschuppen und dünnblättrige Schiefer, darüber die Jurensisschichten – benannt nach Lytoceras jurense, einem Ammoniten – mit verschiedenen, aber schlecht erhaltenen Ammoniten.
Ein ausgezeichnetes Profil des Untern Lias ist an der neuen Balmbergstrasse bei Koord. 609060/234400 aufgeschlossen (Tafel 7):

- 3 m Cardinienbank
- 4 m unterer Gryphitenkalk mit massenhaft Gryphaea arcuata, besonders auffällig auch an der letzten Strassenkehre südlich Kurhaus Balmberg (Koord. 607600/234640, Tafel 17)
- 10,4 m Mittlerer Gryphitenkalk mit vielen Silexlagen
- 6 m Oberer Gryphitenkalk und
- 3 m Kalksandstein.

Das Profil entspricht genau dem im Weissensteintunnel gefundenen, ein Hinweis darauf, dass die untern Liasschichten, wie überhaupt die ganze Liasepoche, in ausgedehnten Arealen gleichartig abgelagert wurden.
Die unterste Schicht des untern Lias (Insektenmergel) ist hier nicht sichtbar, ist aber früher in einem Profil am Käspisbergli ob Günsberg (bei Koord. 610560/235150), abseits der Wanderroute, gefunden worden. Eine kürzlich erfolgte Kontrolle hat aber ergeben, dass dieses Grenzprofil zwischen oberem Keuper mit dem Rhätsandstein und unterstem Lias mit Insektenmergel unter Schutt begraben ist. Es könnte aber ohne viel Mühe wieder blossgelegt werden.
Der Mittlere und Obere Lias sind oberflächlich in unserer Region nirgends zusammenhängend sichtbar, könnten daher nur mit Schürfungen an den entsprechenden Stellen gefunden werden. Der Kessel

mittlerer Balmberg zeigt deutlich das Liasgewölbe mit den beiden nach Osten auslaufenden Geländerippen und dem Keuperkern. Der Stall auf der Vorröti steht auf mittlerem Lias.

Dogger – Brauner Jura

Der Braune Jura ist in unserer Region eine um 300 m mächtige wechselreiche Folge von Tonen, sandigen Mergeln und Kalken von zum Teil oolithischer Beschaffenheit und Eisenoolithen.
Es sind zum grösseren Teil neritische Sedimente, das heisst Flachmeerbildungen.

Unterer Dogger

Aalenien
Die Doggerschichten beginnen mit den blaugrauen, bis 100 m mächtigen *Opalinustonen,* benannt nach dem leider sehr selten auffindbaren, leitenden Ammoniten Leioceras opalinum.
Diese rutschanfälligen Schiefertone zeigen unter dem Mikroskop eine Paralleltextur, auch mit Glimmerblättchen, was eine ruhige Sedimentation in tieferem Meer voraussetzt (pelagisches Sediment). Der Übergang von den Jurensismergeln des obersten Lias erfolgt kontinuierlich, ohne eigentlichen Grenzhorizont.
Das mag Veranlassung dazu gewesen sein, dass in den bis 1966 erschienenen Karten des Geologischen Atlas der Schweiz (1:25000) der Opalinuston zusammen mit der nachfolgenden Stufe, den *Murchisonae-Concavus-Schichten* – das heisst das ganze Aalenien noch zum Lias gestellt worden sind. Die Murchisonae-Concavus-Schichten sind eine eisenschüssige Spatkalkbank, frisch grau, angewittert rotbraun von nur etwa 1 m Mächtigkeit, benannt nach den Ammoniten Ludwigia murchisonae und Lioceras concavum.

Bajocien
Die unterste Stufe, die *Sowerbyischichten* – benannt nach dem Ammoniten Sonninia sowerbyi – ist eine Eisenoolithbank von etwa 1,5 m Mächtigkeit.
Murchisonae-Concavus- und Sowerbyi-Schichten führen eine reiche fossile Fauna.

Von der Vorröti fällt das Gelände schwach gegen Westen, entsprechend dem Axialanstieg der Kette gegen Osten, das heisst die weicheren Schichten des obern Lias (Posidonomyenschiefer und Jurensismergel) und des untern Doggers (Opalinustone und Murchisonaeschichten) sind zurückverwittert, von Schutt überdeckt und können hier nirgends beobachtet werden.
Im Rötifluhkern ist erst im stärkeren Anstieg zum Steilabfall die nächstfolgende Stufe, die *Sauzeischichten,* etwa 45 m mächtig, mehr oder weniger aufgeschlossen. Es sind im untern Teil etwa 35 m heller und dunkler gebänderte, glimmerreiche, sandige Kalke und Mergel, im oberen Teil etwa 10 m spätige und eisenreiche Kalke und eisenoolithische braune Kalkmergel. Die Schichten enthalten wenig Fossilien. Den Leitammoniten Sphaeroceras sauzei (neuer Name Otoites sauzei) habe ich noch nie gefunden.
Die nächst höher folgende Stufe sind etwa 3 m *Humphriesischichten,* bestehend aus einem stark eisenoolithischen braunroten Mergelkalk. Man findet darin neben vielen andern Fossilien auch etwa den Leitammoniten Cadomites humphriesi.
Ein auffälliger, braunroter, fossilreicher Aufschluss dieser Stufe liegt ~100 m westlich neben dem Weg Balmberg–Nesselbodenröti, zirka bei Koord. 607320/233970 (Tafel 20).
Vor dem Steilabfall der Rötiflue folgen dann etwa 40 m *Blagdenischichten,* zum grossen Teil noch unter Schutt. Es sind graue Sandkalke und sandige Mergel ohne auffällige Fossilführung.

Mittlerer Dogger

Bathonien
Die Steilwand der Rötiflue ist *Unterer Hauptrogenstein,* ein leicht bräunlicher oolithischer Kalkstein mit einer artenreichen versteinerten Fauna (Tafel 11, 14, 21, 25, 32, 33).
Die Trennungsschicht des Unteren vom Oberen Hauptrogenstein, die *Homomyenmergel* (etwa 6 m), benannt nach der Muschel Homomya gibbosa, die allerdings in unserer Region selten gefunden wird – auch als Acuminataschichten, benannt nach der kleinen Auster Ostrea acuminata, bezeichnet – begleitet nördlich und südlich den Gewölberücken von der Röti über Weissenstein bis in den Rüschgraben. Die Homomyenmergel sind aber als weichere Schicht

Die Weissensteinkette mit Balmfluechöpfli, Röti und Balmberg, Blick aus der Gegend von Kammersrohr westwärts. Über Günsberg sind die zur Balmklus absteigenden Kämme des Malms und weiter rechts des Doggers sichtbar, der auch die Antiklinale der Röti, 1396 m, bildet.

nur selten sichtbar (zum Beispiel an der Kleinröti bei Koord. 605640/233570).

Das Kurhaus Weissenstein steht auf einer Rippe des *Obern Hauptrogensteins,* ebenfalls ein hellbräunlicher oolithischer Kalk. Oolith heisst Eierstein, Rogenstein, weil die kleinen kugeligen Körnchen an Fischeier (Rogen) erinnern (Tafel 15, 22, 26).

Den Abschluss des Mittleren oder nach einigen Geologen der Beginn des Obern Doggers bilden die *Knorrischichten,* benannt nach der kleinen Auster Ostrea knorri (etwa 5 m). Es sind mergelige Tone und Kalke.

Oberer Dogger

Callovien

Der Obere Dogger, das Callovien, kann im Weissensteingebiet in vier Zonen unterteilt werden:

Zu unterst treten etwa 15 m sandige, spätige Kalke auf. In den untern Bänken findet man hauptsächlich die Brachiopode Acanthothyris spinosa, daher der Name Spinosaschichten. Darüber liegen die Varians- und Macrocephalusschichten mit der Brachiopode Rhychonella varians in den untern und dem Ammoniten Macrocephalites macrocephalus in den obern Teilen.

Als zweite Zone folgen, von etwa gleicher Mächtigkeit, die grauen mergeligen Callovientone mit wenig Versteinerungen.

Eine Spatkalkbank von 1 m Dicke (dritte Zone) erscheint etwa als Felsrippe.

Als vierte Zone kann die untere Abteilung der Ornatentone – benannt nach dem Ammoniten Cosmoceras ornatum – ausgeschieden werden, auch als Anceps-Athletaschicht bezeichnet, benannt nach den beiden Ammoniten Reineckia anceps und Peltoceras athleta. Das Gestein ist ein Eisenoolith. Im Weissensteintunnel ist diese Stufe etwa 60 cm dick durchfahren, an oberflächlichen Aufschlüssen in der Region aber kaum 20 cm mächtig als stark kondensierte Schicht eines längeren Zeitraumes in relativ tiefem Meer gefunden worden. Wegen ihrer geringen Mächtigkeit leicht übersehen, ist sie aber die an Versteinerungen reichste Schicht der ganzen Region. Die braune, eisenoolithische Mergelschicht weist eine versteinerte Fauna von gegen 100 verschiedenen Formen auf, darunter rund 50 verschiedene Ammoniten und gegen 40 verschiedene Schnecken. Muscheln und Stachelhäuter sind nicht zahlreich, immerhin ist der Seeigel Rhabdocidaris thurmanni erwähnenswert.

Eine grosse Sammlung besitzt das Naturmuseum Solothurn, zusammengetragen von Niklaus Wenger, ehemals Hirt auf dem Niederwiler Stierenberg, bestimmt von Dr. Arthur Erni. Die Fossilien sind allerdings limonitisiert und zerfallen leicht.

In der Region und in weiter Umgebung ist es eine durchhaltende Schicht, welche durch Grabungen blossgelegt werden könnte, zum Beispiel:

- Bach am Weg Klus–Hinter-Weissenstein, ca. Koord. 603220/232570
- Doline, ~ 400 m nordöstlich Kurhaus Weissenstein, ca. Koord. 605645/233780
- Schofgraben, oberes Ende, ca. Koord. 606150/234110
- Tiefere Fundstelle im Schofgraben, ca. Koord. 606510/234530
- Niederwiler Stierenberg (~ 500 m westlich des Hofes), ca. Koord. 608600/235400
- Gschlief ob Günsberg, ca. Koord. 609560/235420
- Hinteres Hofbergli, ca. Koord. 610250/235570.

Die Fundstellen liegen zum Teil abseits der Wanderroute.
A. Erni stellt die Anceps-Athletaschichten bereits in die Oxfordtone (unterster Malm), was verständlich erscheint, weil die auf die Anceps-Athletaschicht folgenden Oxfordtone ebenfalls braune, ockergelbe, graue oolithische Mergelkalke und tonige Kalke sind (Ornatenton obere Abteilung).

Malm – Weisser Jura

Der Weisse Jura ist die in jüngster Zeit am genauesten untersuchte Schichtfolge.
Es wird angestrebt, die lokalstratigraphischen Schichtbezeichnungen durch international angewendete zu ersetzen.
Der Begriff Oxfordien umfasst heute, in Anpassung der Gliederung des Jurasystems an diejenige in England, den gesamten Unteren und Mittleren Malm, also die von den Schweizer Geologen bisher als «Oxfordien», «Rauracien/Argovien» und «Sequanien» bezeichneten Schichtabschnitte.
Anderseits wird diese gemäss der neuen Zeittafel 19 Millionen Jahre dauernde Sedimentbildung wieder in «Formationen» unterteilt. Typische Ausbildung bestimmter Schichten erhalten Lokalnamen der Typuslokalität, die für ausgedehnte Gebiete, bzw. für den ganzen Jura, Gültigkeit haben.
Die neue Unterteilung beruht auf lithostratigraphischen Unterschieden – auf mikroskopischen Untersuchungen der Gesteinszusammensetzung und soll die bisherige lokalstratigraphische Unterteilung ersetzen.

In unserer Region kommt die folgende neue Unterteilung des Malm zur Anwendung (vom Jüngsten zum Ältesten):

Twannbach-Formation	– bisher Portlandien
Reuchenette-Formation	– bisher Kimmeridgien
Court-Formation = obere Hälfte der Balsthaler-Formation (bisher oberes Sequanien)	– unterteilt in: Verenaoolith Hautes-Roches-Algenkalke Balmbergoolith
Vellerat-Formation = untere Hälfte der Balsthaler-Formation (bisher unteres Sequanien)	– unterteilt in: Holzflueschichten Steinibachschicht obere Günsbergschichten Moutier-Korallenkalk untere Günsbergschichten
Wildegg-Formation (bisher Argovien)	– unterteilt in: Effingerschichten Birmenstorferschichten
Oxfordtone	

Die Steinibachschicht wird auch zu den oberen Günsbergschichten gerechnet, der Moutier-Korallenkalk auch als zeitgleich mit den Effingerschichten beschrieben.
Diese Neuunterteilung und die neue Namengebung sind Vorschläge jüngerer Geologen, basierend auf neuen sedimentologischen Untersuchungen. Ob sie sich in der Fachwelt durchsetzen, wird die Zukunft erweisen.
Die Schichtbeschreibungen des Malm unserer Region beginnen wieder mit den ältesten Ablagerungen.

Unterer Malm

Oxfordtone, unteres Oxfordien
Im Ostteil der Region sind es graue, braune oder ockergelbe oolithische Mergelkalke (Ornatenton obere Abteilung), gegen Westen übergehend in dunkelgraue tonige Mergel mit Belemniten. Ihre Mächtigkeit nimmt von Osten nach Westen von 0,2 m bis ∾ 5 m zu. Im Weissensteintunnel sind sie im Südschenkel 4 m, im Nordschenkel 6,5 m mächtig durchfahren worden.
Aufgeschlossen sind sie im «Gschlief» ob Günsberg bei Koord. 609520/235370 (80 cm), Koord. 609580/235380 (90 cm), Koord. 609670/235390 (20 cm), im Schofgraben bei Koord. 606580/234630 (4,5 m) und Koord. 606150/234400 (5 m).
Die Aufschlussstellen müssen mit Schürfungen blossgelegt werden, weil die Oxfordtone weiche Gesteine, stark verwittert und von Schutt überlagert sind.

Wildegg-Formation, mittleres Oxfordien (bisher Argovien)

Birmenstorferschichten (unteres Mittel-Oxfordien, Tafel 23, 28, 31)
Sie liegen als Wechsellagerung von hellen bläulichgrauen Mergeln und grauen, angewittert weissen Kalken vor und führen Schwämme. Typisch ist auch ein durchgehender Glaukonitgehalt.
Ihre Mächtigkeit in unserer Region nimmt von Osten nach Westen und Norden von 6 m bis 20 m zu. Im nördlichen Berner Jura sind die altersgleichen Schichten 35–80 m mächtig und als massige Korallenkalke ausgebildet. Unsere Region liegt zu dieser Zeit vor der seichten Plattform am Abhang gegen ein tieferes Meer im Südosten (Beckenfazies).
Die Schwammfazies der Birmenstorferschichten deutet auf ein seichteres Meer als während der Sedimentation der liegenden Oxfordtone, aber doch nicht seicht genug für die Bildung einer Korallenfazies.
Die Birmenstorferschichten der Region sind im «Gschlief» ob Günsberg bei Koord. 609540/235420 und am Nordrand des Erosionskessels der Nesselbodenröti ostwärts gut aufgeschlossen. Im Längstälchen, meist verborgen unter Weideland, streichen sie am Südsaum vom Schofgraben über Sennhütte Vorder-Weissenstein in den Rüschgraben (Nordschenkel) und bilden den Nordsaum des Längstälchens

Nesselbodenröti–Gartenmatt (Südschenkel). Gegen die nächstfolgenden

Effingerschichten (oberes Mittel-Oxfordien, Tafel 12, 23, 29, 31) kann feldgeologisch keine scharfe Grenze gezogen werden. Die Kalkbänke nehmen ab, die Mergelschichten zu. In den rund 120 m mächtigen blaugrauen feinkörnigen Effingermergeln liegen nur noch etwa zwei Dutzend Kalkbänke im cm-dm-Bereich mit seltenen Perisphincten (Ammonitengattung) und – am oberen Ende des Schofgrabens vor kurzer Zeit entdeckt – nach Präparation vielen und schönen Seesternen (Pentasteria longispinum).
Eine grosse Platte mit zwölf Seesternen und einem Krebs ist im Naturmuseum Solothurn ausgestellt.
Gut aufgeschlossen sind die Effingerschichten anschliessend an die Birmenstorferkalke wieder im «Gschlief» ob Günsberg und bei der Nesselbodenröti. Sie bilden die erwähnten Längstäler nördlich und südlich des Rötirückens bis zum Rüschgraben (Nordschenkel) und Althüsli (Südschenkel).
Die Effingerschichten deuten mit Mineralgehalt, Struktur und Fossilführung auf tiefer marines Milieu. Sie sind eine Beckenfazies. Die in den Effingermergeln zwischengeschalteten Kalkbänke werden als Einschwemmung und Verfrachtung von calcitischem Feindetritus aus ufernahen Gebieten gedeutet.
In den Effingerschichten des Nordschenkels, vom Schofgraben westwärts bis gegen den Rüschgrabeneinschnitt, ist noch eine Besonderheit erwähnenswert. In dieser Zone liegen etwa 30 grössere und 90 kleinere Verwitterungstrichter, sogenannte Dolinen. Kohlesäurehaltiges Wasser löst Kalkstein auf. Die Kalkbänke im Effingermergel sind im Laufe der Zeit durch zirkulierendes Wasser gelöst und zu Höhlen erweitert worden. Die weichen Mergel und Tone darüber stürzten ein (siehe Tafel 29).

Mittlerer Malm

Vellerat-Formation = unterer Teil der *Balsthaler-Formation*
(bisher unteres und mittleres Sequanien)
Die Faziesveränderungen des Mittleren Malm sind, von Ost nach West und Süd nach Nord fortschreitend, vielfältig.

Verschiedene Autoren schlagen – ausgehend von ihrem Untersuchungsgebiet – für einzelne Stufen unterschiedliche Namen für zeitgleiche Sedimente vor.
Die Schichten des Mittleren Malm bilden in unserer Region markante Gräte, den Doggerkern begleitend im Nordschenkel Chambenflue bis Dilitschgrat, im Südschenkel Balmflueköpfli über Geissflue bis Hasenmattgipfel. Es ist ein Schichtpaket von 80–90 m Mächtigkeit.

Günsbergschichten
Sie beginnen über den Effingerschichten mit dem ersten Auftreten von Korallenkalk und quarzsandigen glaukonitführenden Kalken.
Darüber folgen Mergelkalke, helle Oolithe und Korallenkalk in mehrfachem Wechsel.
Die unteren Günsbergschichten entsprechen den Geissbergschichten der älteren Unterteilung – Ablagerung in seichtem Meer unter der Wellenbasis mit viel Eisensulfid (FeS_2) und gröberem terrigenen (= vom Land her eingeschwemmtem) Anteil.
Die unteren Günsbergschichten (etwa 25 m) sind von den oberen Günsbergschichten (etwa 35 m) durch eine dünne Schicht (etwa 2 m) Moutier-Korallenkalk getrennt, welcher den Crenularisschichten – benannt nach Hemicidaris crenularis, einem Seeigel – der älteren Unterteilung entsprechen. Das Meer ist noch seichter und ermöglicht ein Korallenwachstum nebst vielen Echinodermen (Stachelhäuter).
Über den Günsbergschichten folgt mit einer Mächtigkeit von etwa 20 m die

Steinibachschicht = oberste Günsbergschicht
Es ist zur Hauptsache ein hellbräunlicher Oolith.
Eine dünne Schicht (etwa 1 m) darüber ebenfalls hellbräunlicher Oolith, führt neben Fossiltrümmern auch Kalkalgenknollen, ist also eine Mumienbank (= Hauptmumienbank des Nordwestens). Mumien sind Kalkalgenknollen, meist konzentrisch-schalige, kugelige bis ovale Gebilde von 0,5–5 cm Durchmesser mit einem Kern aus ganzen Fossilien oder Fossiltrümmern.
Die untere Abteilung der Balsthaler-Formation (Vellerat-Formation) ist wieder im «Gschlief» ob Günsberg bei Koord. 609600/235570

aufgeschlossen. Das «Gschlief» zeigt überhaupt wahrscheinlich im ganzen Jura das vollständigste Profil des ganzen untern und mittleren Malm zwischen Anceps-Athletahorizont des Callovien und Reuchenette-Formation des obern Malm (Tafel 12 und 13).

Court-Formation = oberer Teil der *Balsthaler-Formation*
(bisher oberes Sequanien)
Holzflueschichten
Ihre Mächtigkeit beträgt etwa 35 m. Der untere Teil (etwa 25 m) ist ein hellbrauner Oolith mit kreuzgeschichteten mächtigen Bänken, der obere Teil eine Wechsellagerung von Kalkbänken mit wenig Kalkalgenknollen, oolithischen Mumienkalken und massigen feinkörnigen Kalken.
Gut aufgeschlossen sind sie wieder im «Gschlief», oberhalb des Weges Hofbergli–Niederwiler Stierenberg.
Die Schichten werden auch als Balmbergoolith bezeichnet und entsprechen den Humeralisschichten – nach Zeilleria humeralis, einer Brachiopode – der biostratigraphischen Unterteilung der raurachischen Fazies.
Darüber folgen etwa 1,5 m fossiltrümmerführender Kalk, auch mit kleinen Kalkalgenknollen, dann etwa 1,5 m Mumienkalk und darüber etwa 3 m feinkörniger massiger Kalk. Diese 6 m entsprechen zeitlich den Hautes-Roches-Algenkalken des Berner Jura und deuten auf ein sehr seichtes Meer.

Verenaoolith
Er ist nach der Typuslokalität Einsiedelei St. Verena (hinter der Martinskirche) benannt (Tafel 2).
Das Sediment ist ein kreidig- bis gelblichweisser feiner Oolith, der leicht verwittert. Deshalb bildet er bei flachliegenden Schichten Nischen (wie im nördlichen Teil der Verenaschlucht), bei steilstehenden Kehlen, zum Beispiel auf lange Strecken verfolgbar an der Südabdachung Hasenmatt–Geissflue.
Aufgeschlossen ist der Verenaoolith – oder besser die Verenaschichten, weil der oolithische Charakter des Gesteins nicht typisch ist – an der Typlokalität, an der Chambenflue oberhalb des «Gschlief» (Koord. 609500/235600), am Dilitschgrat zwischen den gelblichen oolithischen Kalken und den weissen Kimmeridgekalkbänken, zum

Beispiel bei Koord. 605200/233900, in der Klus bei Gänsbrunnen. In den Holzflue- und Verenaschichten liegt auch das bis heute auf etwa 7 km Länge erschlossene verzweigte Höhlensystem des «Nidlenloches» oberhalb Sennhütte Hinter-Weissenstein.
Mit den Verenaschichten schliesst das Oxfordien, der untere Weisse Jura, ab.

Zuletzt haben sich Bolliger und Burri (1970) mit detaillierten Sedimentuntersuchungen des neu definierten Oxfordien im Raume St. Ursanne–Laufen im Norden und Biel–Günsberg im Süden befasst und sechs palaeogeographische Karten der Veränderung des Jurameeres während dieser 9 Millionen Jahre entworfen.
Sie ordnen die Sedimente in fünf Stufen eines Milieu-Modelles:

- Gezeitenzone
- innere Plattform (Hinterriff-Plattform)
- offenmariner Plattformrand (Riffe)
- Plattformabhang
- tiefermarines Becken.

Zur Zeit der Birmenstorferschichten ist der Berner Jura innere Plattform mit einem Korallenriffgürtel von Bellelay über Raimeux–Grindel–Himmelried. Unsere Region liegt im tiefermarinen Becken (~ 80 m) mit schwammführenden Kalken.
Während der Effingerzeit sinkt in unserer Region der Meeresboden ab (Subsidenz). Es bilden sich Mergel und Tone als Beckenfazies. Gleichzeitig wird der Korallenriffgürtel nach Südwesten gedrängt. Er liegt jetzt im Gebiet Tramelan–Court Klus–Moutier–Passwang, weil die innere Plattform im Nordwesten sich bis in die Gezeitenzone hebt und vom nördlichen Festland her Sandschüttungen erfolgen. Hinter dem Riffgürtel siedeln sich Algen an.
Später, während der Sedimentation der Vellerat-Formation, wird das flache Becken der innern Plattform wegen der verstärkten Einschwemmungen vom nördlichen Festland her fast aufgefüllt. Algenrasen nehmen überhand. Der Korallenriffgürtel wird um mehr als 10 km beckenwärts verlagert und liegt nun im Gebiet Chasseral–Rondchâtel–Grenchenberg–Graitery–Tannmatt. Unsere Region liegt am Plattformabhang. Auch vor der Plattform, im nördlichen Mittel-

land, ist die Wassertiefe geringer geworden. Noch immer wird aber Mergel und Ton sedimentiert.
Während der Ablagerung der Sedimente der Court-Formation wird die innere Plattform noch seichter mit ausgedehnten Gebieten mit Algenkalken. In unserer Region, die nun auch in der innern Plattform liegt, bilden sich oolithische Kalke.
Der Riffgürtel ist ins nördliche Mittelland vorgerückt.

Oberer Malm

Reuchenette-Formation, Kimmeridgien
Über den Verenaschichten setzt – nach der neuen Zeittafel während 5 Millionen Jahren – eine monotone Sedimentation von Kalken mit einem Carbonatgehalt von 90–99% ein. Ein in allen Schichten vorhandener Dolomitgehalt beträgt im Durchschnitt 2½% und übersteigt nicht 5%.
Die Gesamtmächtigkeit variiert in verschiedenen Aufschlüssen etwa zwischen 120 und 180 m. Die untersten Schichten sind noch körnig (etwa 4 m), dann aber folgen bis in das Dach dichte Kalke mit splittrigem scharfkantigem Bruch von hellbeiger Farbe, angewittert fast weiss. Die Schichtung ist ausgesprochen massig. Die einzelnen Bänke sind meist mehr als 1m dick. Mergelzwischenlagen stellt man nur ganz vereinzelt fest. Die Fossilführung ist im allgemeinen spärlich. Mehrere Bänke enthalten Nerineen – eine Turmschnecke, bis 20 cm lang – und, aber nur im Mikroskop erkennbar, Foraminiferen – einzellige Tiere mit gekammerten Gehäusen – und den sogenannten «Organismus C», dessen Stellung im zoologischen System noch umstritten ist. Insbesondere sind Ammoniten äusserst selten. Der Fossilgehalt deutet auf ein sehr seichtes Meer der Hinterriff-Plattform.
Die Kimmeridgekalke bilden den Nord- und Südhang der Weissensteinkette, Schitterwald im Norden, Balmflue bis Hasenmatt im Süden.
In den Steinbrüchen Lommiswil (Koord. 602800/231700 und 602700/231650) ist der oberste Teil mit der Grenze zur Twannbach-Formation (Portlandien) sichtbar.
Die oberste Schicht ist die Grenznerineenbank. Ein besonders schöner Aufschluss derselben (1,5 m mächtig) liegt an der Grenchenbergstrasse bei Koord. 594750/228090.

Eine jüngste Vorfalte des Jura bildet die Verenakette bei Solothurn. Hier ist über dem Dach der Balsthaler-Formation – Verenaschicht bei der Martinskirche in der Einsiedelei – die Reuchenette-Formation zu rund vier Fünfteln in der Verenaschlucht und den Steinbrüchen sichtbar. Der oberste Teil mit der Grenznerineenbank als Dach ist aber nicht aufgeschlossen. Diese wäre etwa – südostwärts abtauchend – unter der St.-Niklaus-Kirche zu erwarten.
Eine Besonderheit und Einmaligkeit bildet eine Schichtfolge von etwa 8, eventuell 11 m Mächtigkeit im oberen Drittel der Formation mit den in der Fachwelt berühmten Schildkrötenfunden. 13 Kalkbänke werden in der Literatur als Solothurner Schildkrötenkalke innerhalb der Reuchenette-Formation ausgeschieden. Der grössere Teil der Schildkröten stammt aus Schicht 9 (von unten), der sogenannten «Rätschenbank». Aus den untersten Bänken 1–3 sind keine Schildkrötenfunde bekannt.
Zur Zeit der Entdeckung der Schildkröten (1820 durch Franz Josef Hugi) standen in der Verenakette 11 Steinbrüche in Betrieb, verteilt auf ein Areal von 2–3 km^2.
Ausser den Schildkröten ist im Laufe von 150 Jahren in den Schichten der Reuchenette-Formation der Verenakette eine reiche Begleitfauna von Seeigeln, Brachiopoden, Muscheln, Schnecken, Fischen und Krokodilen – über 50 Tierarten – gesammelt worden, aufbewahrt im Naturmuseum Solothurn.
Einzelne Versteinerungen, zum Beispiel Ostracoden (Muschelkrebse), deuten auf ufernahe Sedimentation.

Twannbach-Formation, Portlandien
Die jüngste Sedimentation des Malm, die Schichten der Twannbach-Formation, ist in der Region Solothurn nur noch an wenigen Stellen vorhanden.
Die Twannbach-Formation beginnt über der Grenznerineenbank der Reuchenette-Formation mit einer gelblichen Mergelbank, in welcher massenhaft die kleine Auster Exogyra virgula vorkommt und deshalb Virgulamergel genannt wird. Nach Thalmann handelt es sich aber um die Auster Exogyra praevirgula.
Die Formation wird als Lagunenfazies gedeutet.
Im Richtstollen des Weissensteintunnels sind die Portlandkalke – durch tektonischen Schuppenbau am Südfuss der Weissenstein-

kette bedingt – dreimal durchfahren worden. Es ist das östlichste Vorkommen im Berner und Solothurner Jura.
Der Steinbruch in der Klus nördlich Oberdorf liegt ganz im Kimmeridgekalk.
Gut aufgeschlossen ist der Portlandkalk in der Südostecke des östlichen Steinbruches nordöstlich Im Holz (Koord. 602880/231660). Über der obersten noch für Hausteine ausgebeuteten Kalkbank liegen noch etwa 4 m meist dickgebankte helle Kimmeridgekalke. Die Grenznerineenbank ist nicht typisch. Dann folgen auf 2 m etwa 25 dünne bräunlichgelbe Bänke, die als Basis der Twannbach-Formation eingestuft werden, ohne dass es mir gelang, auf Anhieb die kleine Auster Exogyra virgula (bzw. praevirgula) aufzufinden.
Von der Twannbach-Formation, die im Weissensteintunnel 53 m mächtig ist, sind hier etwa 19 m, vorwiegend hellbräunliche dichte Kalke, aufgeschlossen.
Mit diesen Schichten schliesst die Jura-Periode in unserer Region ab.

Kreide-Periode

Der Name ist gewählt, weil mächtige Schichten dieser Periode weisse, poröse, kreideartige Gesteine sind.
In unserer Region sind die Bildungen der Kreidezeit nicht vertreten. Es ist nicht sicher entschieden, ob sie nicht abgelagert wurden, weil das Gebiet Festland war, oder ob sie wohl abgelagert, aber während einer später folgenden Festlandszeit wieder erodiert worden sind. Das Siderolithikum der Eocaenzeit – Bolus mit Bohnerz, Huppererde und Quarzsand – wird als Erosionsrückstand einer Festlandsperiode gedeutet, ähnlich dem Laterit der Tropen. Es ist daher wahrscheinlich der Rückstand der erodierten Kreidesedimente und jüngern Schichten der Jurazeit.
Kreideschichten erscheinen erstmals weiter im Westen, in der Gegend von Biel. Bei Frinvillier in der Taubenlochschlucht liegt das östlichste Vorkommen von Kreidesedimenten im Jura.

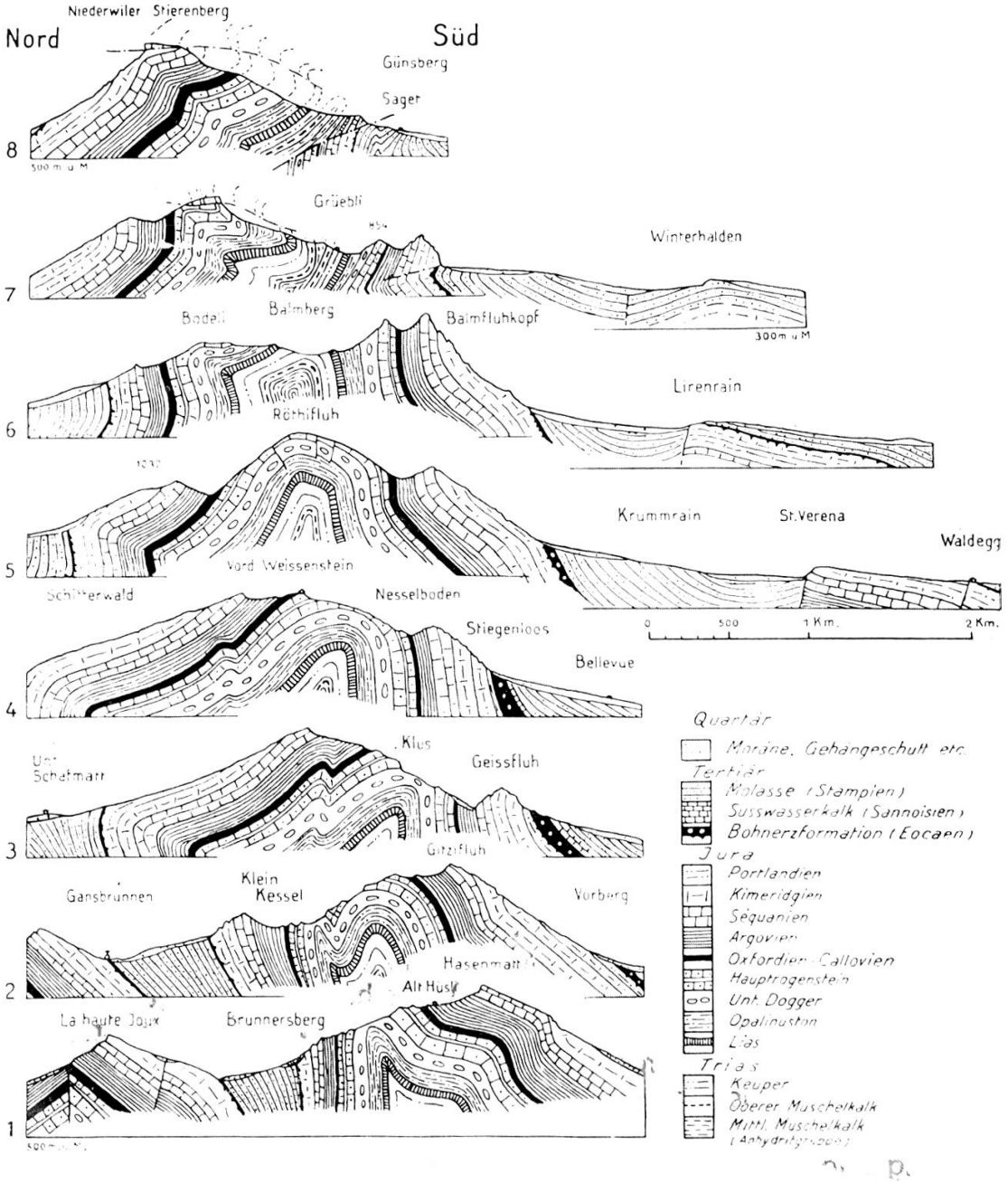
Der Bau der Juraketten in der Region Solothurn

Die Tektonik befasst sich mit dem Bau, der Architektur eines Gebirges, einer Landschaft allgemein.
Sie untersucht die Lagerungsverhältnisse der Gesteinsschichten nicht nur, wie sie sich heute darbietet, sondern auch, wie sie sich im Laufe der Erdgeschichte herausgebildet hat.
Ich beschränke mich in der Beschreibung aber auf eine kurze Darstellung des Gewordenen in der Region, von der Hasenmatt bis zum Hofbergli (siehe Kartenskizze und Querprofile).

Weissensteinkette

Die Kette erscheint äusserlich als ein einfach gebautes Gewölbe mit von Süden ansteigender und nach Norden abfallender Kalkplatte des obern Malm. Die Umbiegung auf dem Gewölbescheitel ist längst durch Verwitterung abgetragen.
Ein genaueres Betrachten offenbart aber rasch Besonderheiten. Im Gebiet Hasenmatt–Geissflue steigt die Kalkplatte des Südschenkels mässig steil mit etwa 40° Südfallen bis in Höhen von ∾ 1180 m ü. M. an. Ein steilerer, fast senkrecht stehender Teil folgt bis ∾ 1300 m ü. M. und ein wieder flacherer mit ∾ 30° Südfallen bis zum Gipfelgrat. Die Knickung erzeugt im oberen Drittel der Südflanke die kahlen von Schichtflächen gebildeten Felswände.
Die Malmkalkplatte des Nordschenkels nördlich Althüsli fällt senkrecht, sogar leicht nach Norden überkippt ein.
Dieser hier unsymmetrische Bau der Kette ist bereits Amanz Gressly aufgefallen, was er treffend als «regard français» charakterisiert hat. Im Profil durch den oberen Rüschgraben stehen dann südliche und nördliche Malmkalkplatten ziemlich symmetrisch.
Gegen Osten fortschreitend wechselt die Kette ihre «Blickrichtung» zu einem «regard suisse» (Gressly!), das heisst nun steigt die nördliche Malmkalkplatte im Gebiet des Schitterwald mässig steil an (Fallrichtung 25° Nord), während die südliche in der Balmflue steil steht, sogar leicht nach Süden überkippt ist.
Die Gründe zu diesem Wechsel, zu dieser Torsion der Schichtstellung sind im Innern der Kette, im Doggerkern zu suchen. Im Rüschgrabenprofil mit den mehr oder weniger symmetrisch stehenden

Profile durch die Weissensteinkette zwischen Günsberg und Hasenmatt. (Aus Geologischer Führer der Schweiz [Schweiz. Geologische Gesellschaft, 1934; fasc. VIII, Exk. 36] – nach A. Buxtorf und P. Staehelin.)



3

Malmkalkplatten liegen zwei Falten (Antiklinalen) in den Doggerschichten nebeneinander. Sie können im Rüschgraben an der Oberfläche festgestellt werden und sind auch im Weissensteintunnel durchfahren worden. Die nördliche dominiert weiter westlich in der Stallflue und wird deshalb Stallfluhfalte genannt. Sie verflacht gegen Osten. Das «Bödeli» nördlich Balmberg-Kurhaus mit flachliegenden Schichten ist der letzte Ausklang.
Dafür dominiert vom symmetrischen Malmprofil an gegen Osten immer stärker die südliche Doggerantiklinale und erreicht in der Rötiflue ihren Höhepunkt. Wir nennen sie Rötifalte.
Für den Geologen ist es eine Faltenablösung.
Damit im Zusammenhang steht die allgemeine Streichrichtung der Weissensteinkette: normal ostnordostwärts von Westen bis vor den Rüschgraben, ostsüdost vom Rüschgraben bis Hinter-Weissenstein, normal ostnordost weiter östlich. Gleichzeitig erscheint ein axiales Absinken des Stallfluekernes und ein axialer Anstieg des Rötifluekernes von Westen gegen Osten.
Mit der Faltenablösung steht auch die tiefe Einsattelung P. 1182 südlich Hinter-Weissenstein (Übergang Klus Oberdorf–Rüschgraben) im Zusammenhang. Während der Faltungsphase hat sich hier der Druck von Süden auf zwei Falten verteilt. Die Kette wurde weniger hoch, während bei Röti und Hasenmatt der Druck sich auf eine Falte konzentrierte, so dass beide zu Kulminationen des Berges wurden.
Hier gibt es noch eine Reihe weiterer Komplikationen im Bau der Kette, auf die aber nicht mehr eingegangen werden soll. Es gilt auch hier, was Alb. Heim so ausgedrückt hat:
«Die Natur ist meist weitaus komplizierter, als der vereinfachende Menschengeist wahrhaben will.»

Eine ganz besondere Komplikation tritt östlich der Rötiflue, im Profil Hammerrain (zwischen Welschenrohr und Herbetswil) -Günsberg auf.
Die Rötifalte überkippt nach Süden. Es ist die in der Fachwelt bekannte Günsbergüberschiebung oder besser -unterschiebung. Am Käspisbergli ob Günsberg und im Bach 250 m westlich Dählen wird eine Unterschiebung von Molassesandstein unter Lias- und Keuperschichten sichtbar. Das sind Teile des nach Süden überkippten Süd-

schenkels der Rötifalte, der hier verkehrt liegt – jüngerer Lias liegt *unter* älterem Keuper. Nur 150 m nördlicher streicht der Anhydrit des Faltenkernes durch. Darüber folgt, gegen Norden ansteigend, eine Stufenlandschaft – härtere Schichten treten als Steilabstürze oder Gräte hervor, weichere Schichten sind zurückverwittert – die das ganze Profil vom Muschelkalk bis Malm des Nordschenkels der Rötifalte in normaler Lage erschliesst.
Die Unterschiebung der Molasse und des Südschenkels der Kette unter den Nordschenkel oder die Überschiebung des Nordschenkels über den Südschenkel durch Rückfaltung beträgt wohl etwa 200 bis 300 m. Sie verschwindet nach Osten und Westen. Aber noch die Balmflue ruht auf einem unterschobenen Molassesockel. Ein glatter Rutschharnisch im Kalkstein ist an der alten Balmbergstrasse unmittelbar beim Kluseingang sichtbar und anlässlich einer archäologischen Grabung sind temporär am Fuss der Balmflue nach Norden unter die Fluh einstechende Molasseschichten blossgelegt worden (ca. bei Koord. 608930/233920). Ursachen für dieses Ausweichen, fächerförmige Aufbäumen und Überkippen der Weissensteinkette nach Süden sind die Verdoppelung der Malmschichten durch die der Farisbergkette vorgelagerte Brandbergkette bei Welschenrohr, die engere Scharung der Falten im Gebiet der Hohen Winde – damit Versteifung, Vergrösserung des Widerstandes im Norden – und schliesslich während letzten Bewegungen die Unterfahrung durch die starre Molassetafel von Süden.
Im Zusammenhang damit stehen das Bergsturz- und Sackungsgebiet Günsberg–Farnern, teilweise unter Moränen verborgen und das rutschgefährdete Teilstück der neuen Balmbergstrasse (bei Koord. 608300/234670) – 1958 abgerutscht und auf 10 m tiefen Pfeilern mit Abstützung auf dem Plattenkalk wieder hergestellt.

St.-Verena-Kette

Sie taucht als schildförmige Aufwölbung nördlich der Stadt aus der Schotterebene des Fegetz mässig steil auf, streicht nordostwärts und taucht bei Hubersdorf unter quartäre Bildungen. Die Kalkschichten des Kimmeridgien verschwinden aber bereits nordöstlich des Chalch-

grabens unter Molassemergel und -sandsteinen. Erstmals im Bach nördlich Waldturm und an vielen Stellen der Winterhalden in alten kleinen und grösstenteils verschütteten Sandsteinbrüchen sind diese sichtbar.

Der tektonische Bau kann am besten in der Verenaschlucht verfolgt werden. Die Kimmeridgekalkschichten steigen am Südausgang der Schlucht mit 12° Südostfallen auf – weiter östlich beim Steinbruch Biberstein mit 20–25°. Gegen Norden werden sie rasch flacher (4–6° Südostfallen), um vor der Einsiedelei wieder steiler mit 16° anzusteigen. Plötzlich setzen sie aus.

Mit einer Verwerfung von wohl 100 m Sprunghöhe ist der Nordwestschenkel des Gewölbes versunken und nördlich unter Moränenschutt verborgen (Scheitelbruch der Martinsflue, Tafel 2).

Oberflächlich sichtbar ist die Verwerfung etwa auf eine Strecke von 600 m, dann nordnordostwärts noch etwa 1 km weit durch Geländeformen angedeutet und bei Koord. 608410/232090 – beim Eocaen-Aufschluss (Tafel 4) – noch einmal mit einer Sprunghöhe von ∾ 10 m sichtbar. Weiter nordöstlich verliert sie sich, erweist aber mit ihrer Richtung, dass sie irgendwie mit der Günsbergunterschiebung im Zusammenhang steht.

Die Verenaschlucht ist wahrscheinlich ein antezedenter Bachlauf, was sagen will, dass er bereits vor der Jurafaltung bestanden hat und während der Jahrmillionen dauernden Hebung der Kette durch Tiefenerosion, die mit der Aufwölbung Schritt hielt, seinen Lauf behaupten konnte.

Neozoikum – Erdneuzeit

Schichtbeschreibung

Tertiär-Periode

In unserer Region, und auf eine weite Umgebung besonders ost- und nordwärts ausgedehnt, besteht eine Schichtlücke, die die Bildungen vom Ende der Jurazeit bis zur Eocaen-Epoche der Tertiärzeit umfasst, das heisst aus einer Zeitpsanne von rund 90 Millionen Jahren fehlen Ablagerungen.

Siderolithikum – Bohnerzformation – Eocaen-Epoche

Es ist die älteste Ablagerung der Tertiärzeit in unserer Region. Sie ruht auf einer verkarsteten Kalkfläche, im westlichen Jura auf Kalk der Kreidezeit, im zentralen, auch in unserer Region, auf Kimmeridgekalk, stellenweise auf Portlandkalk, im nördlichen auf unterem Malm bis Dogger und im östlichen wieder auf Portlandkalken.
Sie ist ein Rückstandssediment der erodierten Kalke und Mergel der Schichtlücke und ist oft nur noch in Taschen und Schloten der Karstfläche vorhanden. Seltener findet man sie als durchhaltende Schicht.
Verschiedene Gesteine bauen die Bohnerzformation auf:
Quarzsand gab bei Moutier und im Guldental Anlass zur Glasfabrikation, Huppererde – zum Beispiel bei Lengnau/Grenchen und im Balsthalertal – als Formsand für die Giesserei und als feuerfestes Material für die Öfen der Glashütten ausgebeutet – und Boluston, mehr oder weniger «fett». Dieser enthält oft Bohnerz, das im Balsthalertal Anlass zur Gründung der Eisenindustrie war – Ausbeutung an etwa 12 Stellen des Tales von 1793–1916, vorwiegend im mittleren Drittel des 19. Jahrhunderts.
Reiner Quarzsand besteht nur aus Quarzkörnchen und ist schneeweiss; Huppererde ist meist gelblich-grauer toniger Sand und Bolus ein eisenhaltiger Ton, daher hellbraun bis tiefbraunrot, oft fast braunviolett.
Die Entstehung dieser Festlandsedimente kann man sich etwa folgendermassen vorstellen:
Auch als reine Kalke angesprochene Sedimente enthalten stets einen kleinen Anteil an Quarz (eventuell auch Feldspat) und Tonminera-

lien. Mergel sind ein Gemisch von Ton und Kalk. Eisenmineralien sind praktisch stets, mindestens in Spuren, vorhanden. Viele Gesteine des Malm und der Kreideperiode sind auch sandige Kalke, Sandkalke oder gar Kalksandsteine mit kleinerem oder grösserem Quarzanteil.
Kalk, auch Dolomit, wird in dem warmfeuchten Klima der damaligen Festlandsperiode durch Sickerwässer, welche stets Kohlensäure enthalten, gelöst, der Quarzgehalt nicht angegriffen, die Eisenmineralien zum Teil in Eisenhydroxid umgewandelt.
Die unregelmässige Lösung des Kalkes führt zu einer Karstlandschaft. In die Vertiefungen derselben wird der unlösliche Anteil verschwemmt und auch flächenhaft darüber sedimentiert. Das Eisenhydroxid ballt sich zu kleinen konzentrisch um einen fremden Kern aufgebauten Kügelchen zusammen und bildet im Boluston die Bohnerzknollen, Konkretionen von 0,1–3 cm Durchmesser. Je nach dem Einschwemmungsmaterial aus verschiedenen verwitterten Schichten bildet sich mehr quarzreiches oder mehr tonreiches Sediment mit allen Übergängen.
In den Eocaen-Schichten bei Egerkingen/Oberbuchsiten sind massenhaft Zähne und Knochenreste von verschiedenen kleinen Säugetieren gefunden worden, was ebenfalls ein Beweis für Festlandbildung ist (grosse Sammlung im Naturmuseum Solothurn).
Die Bohnerzformation ist in der Region selten aufgeschlossen. Ein instruktiver Aufschluss liegt am Nordhang der Verenakette bei Koord. 608410/232090 (Tafel 4).
Auf Kote 570 liegen hier etwa 8 m roter Boluston mit spärlichen Bohnerzknollen – besonders in einer Mittelschicht auch fleckenhaft gelblich und sandig (= Übergang zu Huppererde) – über dem südfallenden Südschenkel der Verenakette. Hangend ist noch etwa 1 m vom Gletscher aufgearbeiteter roter Ton – vermischt mit Grundmoräne – sichtbar. Bis in welche Höhe im ansteigenden Hang noch Boluston ansteht, könnte durch Schürfung nachgewiesen werden. Ungefähr 100 m östlicher am Strassenbord und beim Eingang zum Scheibenstand liegen zwei weitere kleine Aufschlüsse.
Im Richtstollen des Weissensteintunnels ist die Bohnerzformation – verursacht durch tektonischen Schuppenbau am Südhang der Weissensteinkette – dreimal durchfahren worden. Heute ist dieses grösste Vorkommen der Bohnerzformation unserer Region natürlich nicht

mehr zugänglich. Aber auf eine Strecke von je rund 400 m östlich und westlich des Tunnelportals ist Boluston mit spärlichem Bohnerz mehrmals sichtbar.
Bessere Aufschlüsse liegen – abseits der Wanderroute – im Balsthalertal, zum Beispiel Chalchofen bei Matzendorf, Malsenhöfe bei Welschenrohr.

Molassezeit

Als Molasse wird die jüngere Hälfte der Sedimente der Tertiär-Periode vom Oligocaen bis Pliocaen bezeichnet.
Sie wird unterteilt in:

Untere Meeresmolasse (UMM)
Untere Süsswassermolasse (USM)
Obere Meeresmolasse (OMM)
Obere Süsswassermolasse (OSM).

Auch andere Unterteilungen werden verwendet (siehe Zeittafel), aber die angeführte ist für die Verhältnisse im schweizerischen Mittelland die vernünftigste.

Bildung der Molasse
Die alpidische Faltungsära beginnt bereits im frühen Erdmittelalter (mittlere Trias). Das sind aber bis in das mittlere Tertiär untermeerische Bewegungen im Boden des damaligen Geosynklinalmeeres, der sogenannten Thetis, wovon Trias- und Jurameer des heutigen Juragebietes den Nordsaum bilden.
Vom Oligocaen an bis in das jüngste Pliocaen beginnen sich zuerst Inselkränze und schliesslich der ganze Alpenkörper in mehreren Faltungs- und Hebungsphasen aus dem langsam eingeengten Meer zu erheben. Im Pliocaen greift die Faltung auf das Gebiet des heutigen Jura über.
Sobald das Gebirge über dem Meeresspiegel auftaucht, beginnen Verwitterung und Abtragung.
Das Verwitterungsprodukt wird vor allem während verschiedener Zeitabschnitte in riesige Deltaschuttfächer am Nordrand der Alpen in den schmäler gewordenen Meerestrog verfrachtet. Als Ausgleichs-

(isostatische) Bewegung des aufgetauchten Gebirges senkt sich der Meeresgrund des Restmeeres zu einer Vorlandsenke, die sich vom heutigen Genfersee über das schweizerische Mittelland und die schwäbisch-bayrische Hochebene bis nach Mähren erstreckte und während der Absenkung mit dem Abtragungsschutt wieder mehr oder weniger aufgefüllt wurde.
Die erreichte Tiefe des ursprünglichen Troges ist in verschiedenen Regionen des Mittellandes unterschiedlich. Die Bohrungen, welche in den vergangenen Jahrzehnten (1950–1970) zur Erdölsuche abgeteuft wurden, geben darüber Aufschluss. Im westlichen Mittelland (Bohrung Essertines) sind es weniger als 400 m, in der Bohrung Courtion ~ 1300 m, im zentralen Mittelland (Bohrung Pfaffnau, Altishofen, Boswil) um 900, 1300, 1800 m. Gegen den Alpennordrand im Zugerseegebiet (Bohrung Hünenberg) liegt eine übertiefte Rinne von 3250 m Tiefe. Im östlichen Mittelland (Bohrungen Lindau, Berlingen, Kreuzlingen) ist der Trogboden flach gewellt mit Tiefen um 1470–1750 m. Nur bei Pfaffnau und Berlingen ist die Bohnerzformation, auf Malm aufliegend, erbohrt worden. In allen übrigen Bohrungen liegt USM mit einer Schichtlücke direkt auf Malmkalk.
Man muss sich immer vor Augen halten, welche ungeheuren Zeitspannen die Bildung der Alpen und die Auffüllung des Vorlandtroges umfasste. Es sind rund 35 Millionen Jahre. Auch die Abscherung und Faltung des Jura als Ausklang der Alpenfaltung dauert einige Millionen Jahre.
Was in der Geologie nun als Molasse bezeichnet wird, ist der später verfestigte Abtragungsschutt der werdenden Alpen und der entstandenen Deltaschuttfächer.

Untere Meeresmolasse
Zur Zeit der Untern Meeresmolasse wird das Meer, wie bereits erwähnt, durch das Vorrücken der Alpen zu einem schmalen Trog verengt. Die marinen Ablagerungen dieser Zeit (Rupelien) treten nur längs des Alpennordrandes auf. In den Tiefbohrungen des Mittellandes sind sie nicht angetroffen worden.
Eine Festlandbarriere trennt dieses Meer von einer schmalen Bucht eines nördlichen Meeres in der oberrheinischen Tiefebene, welche bis in das Laufen- und Delsbergerbecken im Jura greift.

Es ist unsicher, ob über die sogenannte Raurachische Senke im Jura (südlicher Berner Jura) eine Verbindung dieser beiden Meere bestand. Gleichartige Fischfaunen dieser Epoche im Rheintalgraben und in der UMM des Alpennordrandes lassen eine Verbindung als möglich erscheinen. In diesem Zusammenhang muss auch erwähnt werden, dass im Richtstollen des Weissensteintunnels über der Bohnerzformation tertiärer Süsswasserkalk und dünnschiefrige Kohlenschichtchen (Papierkohle, Dysodil) durchfahren wurden, in welchen kleine Fischchen (Smerdis macrurus) auftraten.

Untere Süsswassermolasse

Die eigentlichen Molasseschüttungen beginnen erst im mittleren Oligocaen (Chattien). Die oligocaene Hauptschubphase der Alpenbildung brachte das Meer der UMM völlig zum Verschwinden. Die Ablagerungen der USM dürfen nach neueren Erkenntnissen nicht mehr als Sedimentation in einen zusammenhängenden Süsswassersee im Alpenvorland, der anstelle des Meeres durch «Aussüssung» entstand, gedeutet werden. Vielmehr bildete sich im Anschluss an die Hauptschubphase eine Festlandebene, aufgebaut aus Nagelfluhschuttfächern des Mt. Pélérin, des Thunersee/Emmentalgebietes, der Rigi und des Speergebietes, die durch Verwitterung, Abtrag und Transport aus der vordersten Gebirgsfront entstanden waren.

Ein verzweigtes Flusssystem überschwemmte periodisch die «Ebene», lagerte das feinere Abriebmaterial (Sand, Schlamm) ab und schwemmte Sand in einem nachgewiesenen Stromrinnensystem weit nach Osten.

Im obern Teil der USM (Aquitanien) verändert sich das Entwässerungssystem. Die Nagelfluhfächer verlegen sich ostwärts.

Für unsere Region massgebend entwickelt sich eine Uraare-Schüttung, welche die Sandsteine und Mergel des Sockels des bernisch-solothurnischen Hügellandes aufbaut.

Das Juragebirge bestand noch nicht, was durch mitgefaltete Sedimente der USM in den Juratälern nachgewiesen ist.

Die Schichten der USM erreichen in unserer Region Mächtigkeiten von etwa 600 m, in der Ostschweiz bis 1000 m, am Alpennordrand bis 1900 m.

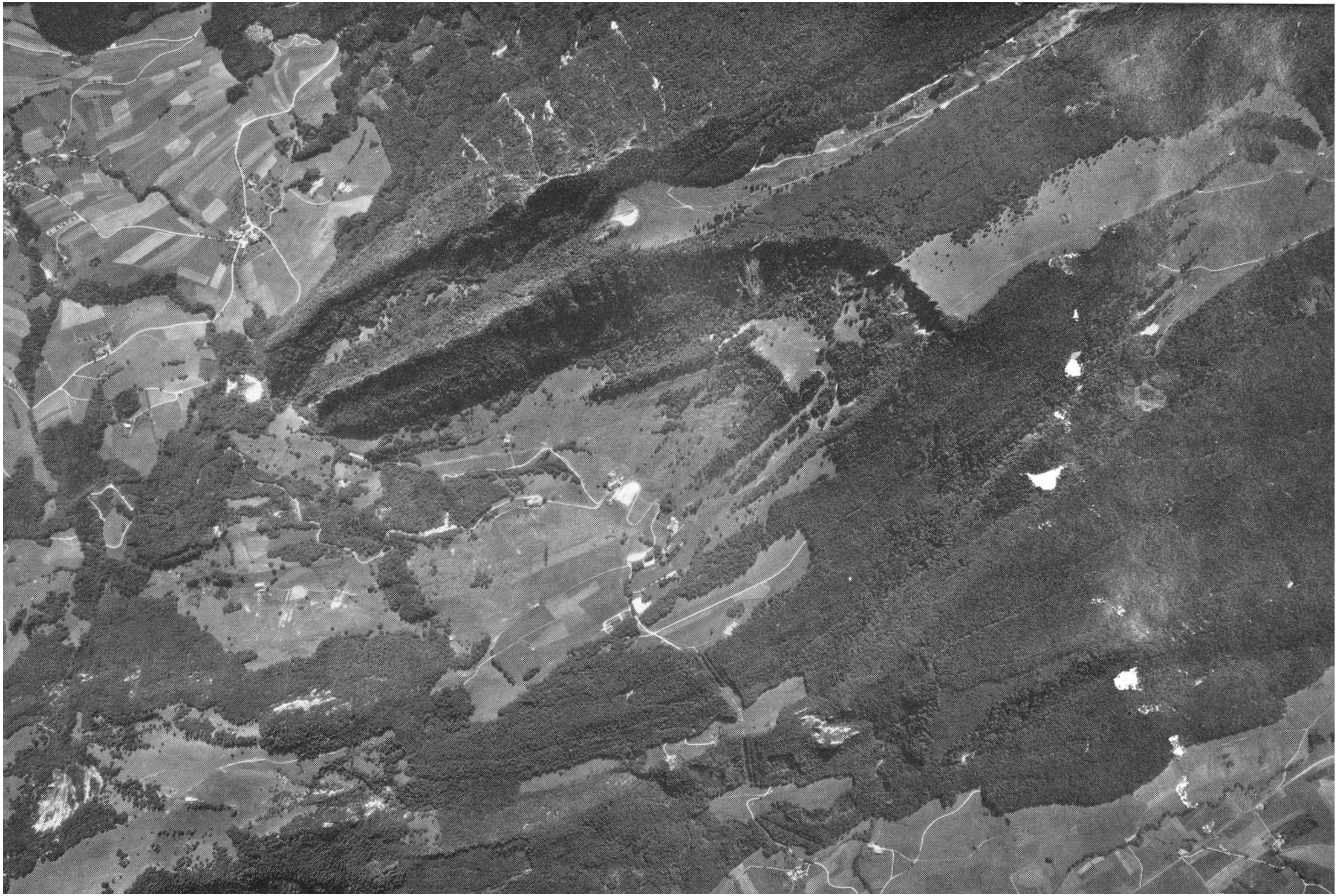
USM kann in unserer Region im Gebiet Winterhalden der Verenakette, z. B. bei Koord. 608720/231580 im tiefen Bachbett nördlich

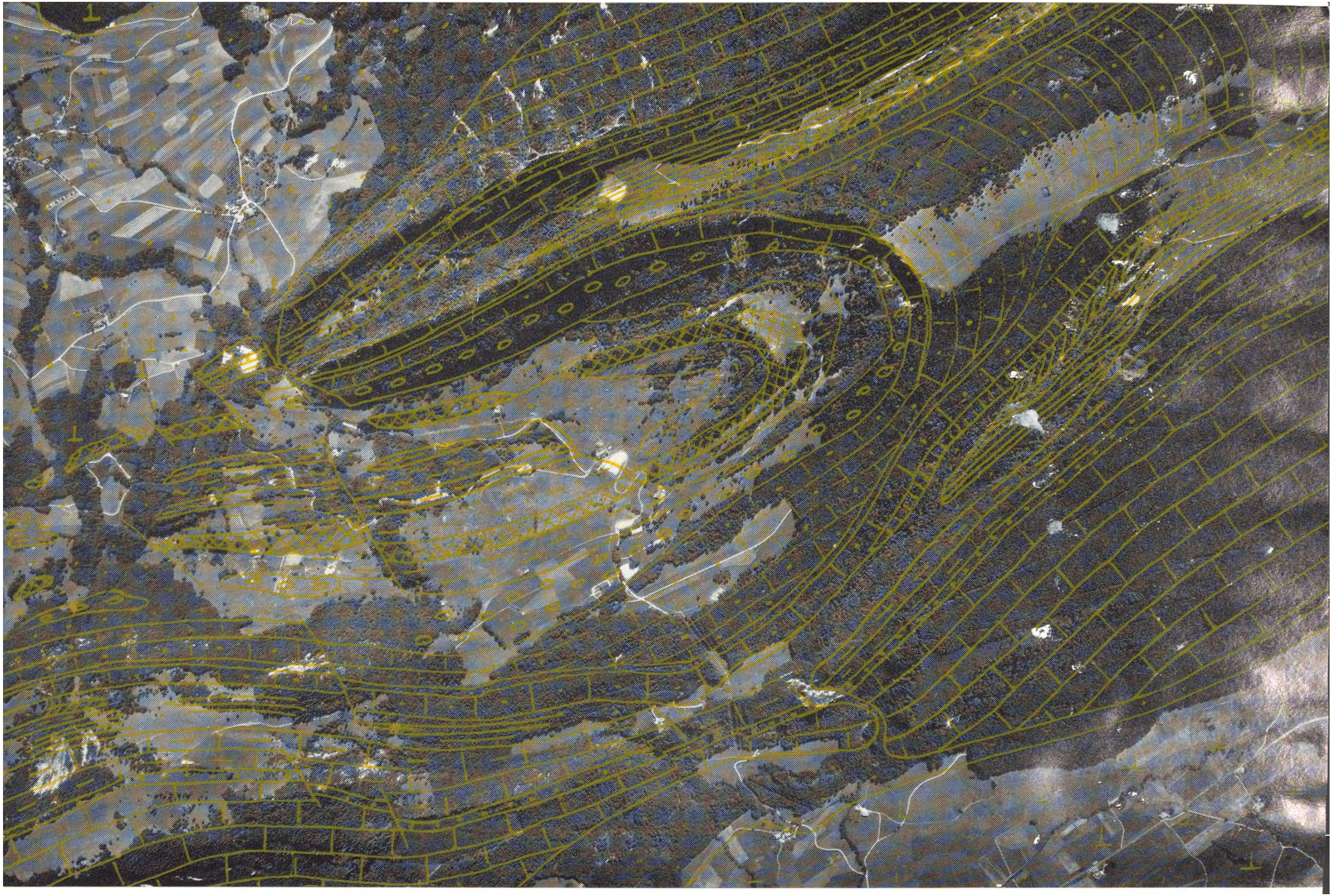
Waldturm/Riedholz (/15°SE 40°NE) und in alten überwachsenen Steinbrüchen bei Koord. 609740/232315 (/40°NNE 120°ESE) und 609840/232440 (/26°NNE 127°ESE), beobachtet werden. Gemäss den gemessenen Richtungen der Schichten taucht hier die Verenakette ostwärts axial unter quartäre Bildungen. Bei den genannten Aufschlüssen handelt es sich um den untern Abschnitt der USM, dem sogenannten Chattien, während der Emme entlang am Dittiberg bei Derendingen und am Altisberg bei Gerlafingen/Kräiligen der obere Abschnitt der USM, das Aquitanien, ansteht.
Der Sockel des Bucheggberges ist USM (Aquitanien), besonders gut an seinem Südhang dem Limpachtal entlang aufgeschlossen und auch am Nordhang (Wildmannsgraben, Bärenbach, Lüsslinger Dorfbach) streckenweise sichtbar.
Sie ist stets eine Wechsellagerung von meist olivgrauen Kalksandsteinbänken – vereinzelt Knauersandstein mit kopfgrossen härteren grobkörnigeren Knollen – mit bunten Mergeln.

Obere Meeresmolasse
An der Wende Oligocaen/Miocaen dringt von Südwesten aus dem Mittelmeergebiet das Meer wieder ostwärts vor (Transgression), was voraussetzt, dass das Alpenvorland, das heutige Molassebecken, als Ausgleichsbewegung zur weitern Hebung der Alpen, sich senkt. Über der USM bildet sich als Basis der OMM, eine Muschelsandsteinbank von 0,5–1,5 m Mächtigkeit, wechsellagernd mit dünnen Geröllbänken, oft nur Geröllschnüren als Ausläufer der Nagelfluh des Napfschuttfächers. Darüber folgen etwa 30 m graue, meist feinkörnige und oft glimmerige Kalksandsteine und wieder eine rund 1 m mächtige Muschelsandsteinbank mit Geröllschnüren. Nach weiteren etwa 150 m Sandsteinsedimentation erscheint im Bucheggberg eine dritte Muschelsandsteinbank, 1,7 m mächtig.
Der Basis-Muschelsandstein mit Geröllbänken ist im aufgelassenen Steinbruch nördlich Unterramsern sichtbar (Koord. 603100/219300) – vor der teilweisen Auffüllung der Kiesgrube Ichertswil auch hier an der Basis aufgeschlossen (mit vereinzelten Haifischzähnchen) – die höher liegenden im Steinbruch Salacker bei Schnottwil und nördlich des Eichiberges bei Mühledorf (Koord. 603400/220420). Bis in die Mitte des 19. Jahrhunderts ist im Steinbruch Salacker der Muschelsandstein für Mühlsteine gebrochen worden.

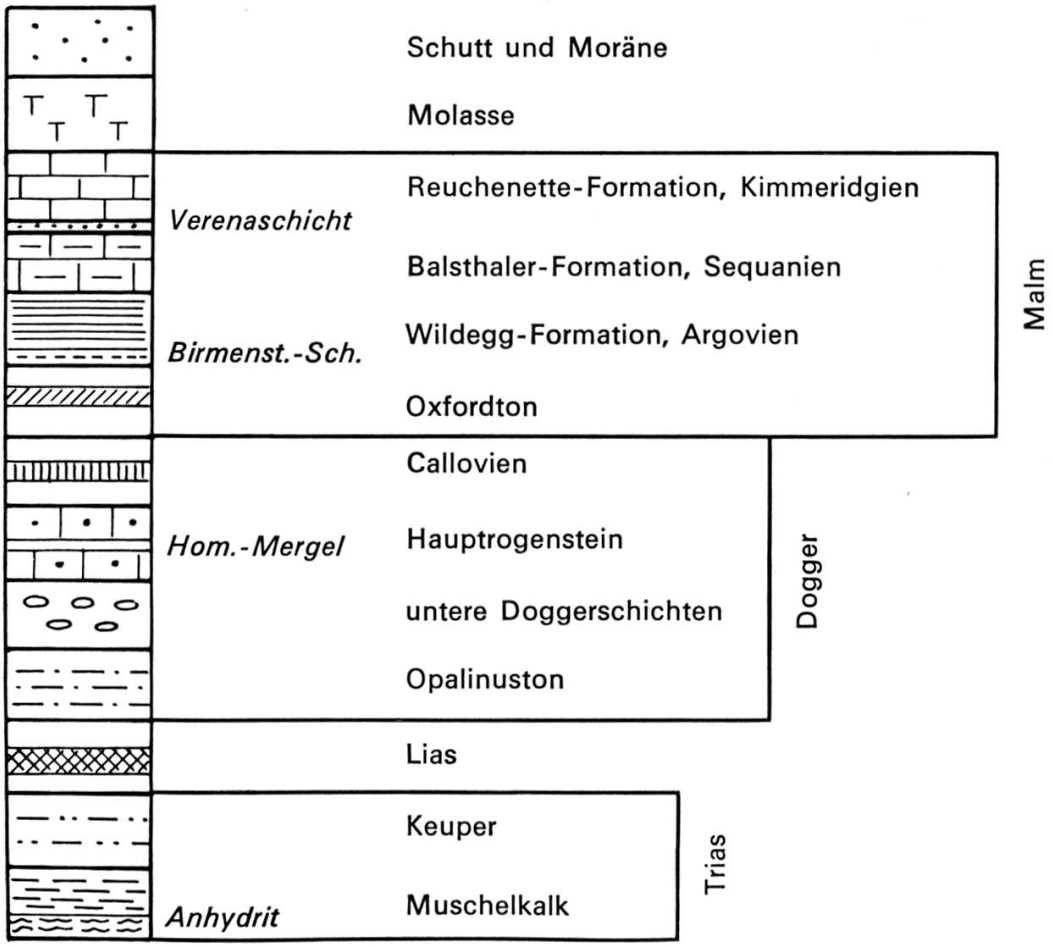
Die OMM ist in unserer Region nur im Bucheggberg vom Schloss Buchegg an westwärts vorhanden. Östlich davon ist sie zusammen mit den obersten Schichten der USM abgetragen, so dass weiter östlich (unteres Önztal–Aarwangen) als obere Molasseschichten der untere Teil der USM (Chattien) unter Moräne ansteht.

Obere Süsswassermolasse
Die OSM ist in der Region Solothurn nicht vorhanden und auch in den Erdölbohrungen der Westschweiz und des zentralen Mittellandes nicht angetroffen worden. Hingegen erreicht sie ungefähr nordöstlich einer Linie Aarau/Luzern unter quartären Bildungen Mächtigkeiten von 350–540 m.





Legende zur vorstehenden geologischen Karte



Luftbilder auf der vorstehenden Doppelseite reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 7. Mai 1981.

Bau der Molasse

Alpen- und Jurafaltung haben gegen das Ende der gebirgsbildenden Bewegungen auch das Mittelland erfasst.
Am Alpennordrand ist die Molasse in einen Schuppenbau zerlegt und relativ steil südfallend aufgerichtet worden (subalpine Molasse).
Am Jurasüdfuss und in den Juralängstälern liegt die Molasse konkordant auf den Kalkschichten des Jura, im westlichen Balsthalertal tief eingekeilt. Die Molasseschichten sind mitgefaltet.
Das Mittelland ist in seinem Unterbau, unter den eiszeitlichen Ablagerungen, eine flachwellige Landschaft.
In der Region Solothurn kann dies – abseits der Wanderroute – im Bucheggberg beobachtet werden. Neuere Untersuchungen haben ergeben, dass drei flache Wellen WSW–ENE – streichend, den Bucheggberg durchziehen. Drei Antiklinalen und drei Synklinalen können festgestellt werden:

- Nennigkofen – Antiklinale
- Lerchenberg – Synklinale
- Biberental – Antiklinale
- Wallisberg, Oberholz, Altisberg – Synklinale
- Mülital – Antiklinale
- Eichiberg, Brügglen – Synklinale.

Im Bucheggberg entsprechen die Hügelzüge Synklinalstrukturen, die Täler Antiklinalzonen. Es liegt also eine Reliefumkehr vor.

Quartär-Periode

Die Eiszeiten, das Pleistocaen (bisher: Diluvium)

Die eiszeitlichen Ablagerungen liegen ungefaltet auf dem mehr oder weniger gefalteten Untergrund. Die gebirgsbildenden Bewegungen sind am Ende der Pliocaenzeit, vor weniger als 2 Millionen Jahren zum Stillstand gekommen.
Heute wird angenommen, dass Alpengletscher sechsmal vorstiessen und sich jeweils wieder während Warmzeiten in die Alpen zurückzogen. Man unterscheidet:
Biber-, Donau-, Günz-, Mindel-, Riss- und Würmeiszeit.

Die Ursachen, die zu Eiszeiten führten, sind nicht geklärt, obschon eine lange Reihe von Hypothesen aufgestellt wurde. Wahrscheinlich spielen irdische *und* kosmische Ursachen eine Rolle.
In der Schweiz können nur vier bzw. fünf Eiszeiten – weil die Risseiszeit eine Doppeleiszeit ist – unterschieden werden.
In der Region Solothurn und in weiterer Umgebung spielen landschaftsgestaltend nur die beiden letzten (Riss- und Würmeiszeit) eine Rolle, weil alle Zeugnisse früherer, sofern sie überhaupt existierten, durch die Wirkungen der grössten Eiszeit (Riss II) zerstört worden sind.
Zeugen der Eiszeiten sind Schotterebenen, Moränen, Findlinge, Gletscherschliffe und -mühlen, Drumlin.

Schotterablagerungen
Einerseits kann ein fliessender und vorrückender Gletscher tiefe Wannen ausschürfen (Glazialerosion), anderseits schüttet er vor seiner Stirnmoräne durch Abschwemmung des Moränenmaterials kilometerlange Schotterflächen hauptsächlich während Stillstands- und Rückzugsperioden auf (Akkumulation).

Hochterrassenschotter (Plateauschotter)
Ausser einem kleinen Relikt einer noch älteren Schotterterrasse oberhalb Mühledorf sind in der Region die Hochterrassenschotter aus der Risseiszeit die ältesten glazialen Ablagerungen. Sie treten beidseits des Aaretales auf dem Rücken der nördlichen Bucheggberger Höhenzüge auf und bilden auch die Unterlage des Selzach-Lommiswiler Plateaus. Mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 40 m ruhen sie direkt der Molasse auf, die mit einem Gefälle von rund 5 ‰ einen leicht nach Norden abfallenden Hang bildete. Das heutige Aaretal bestand noch nicht. Als Gerölle enthalten sie nur Gesteine aus den Voralpen. Im Lommiswiler Plateau ist aber ein grosser Anteil an Jurakalkgeröllen beigemischt. Beim Bahnhof Lommiswil und bei Ichertswil werden sie ausgebeutet.

«Mittelterrasseschotter»
In der Literatur werden sie «ältere Seelandschotter» genannt und als Vorstossschotter der beginnenden Würmeiszeit gedeutet. Es gibt auch mehrere abweichende Deutungsversuche.

Jedenfalls sind sie aber stets von Würmgrundmoräne überlagert, also sicher älter als das Würmmaximum.
Sie begleiten auf einem rund 60 m tieferen Niveau als die Hochterrassenschotter meist beidseitig das Aaretal vom Seeland bis Bannwil und sind auch in der «Engirinne» zwischen Solothurn und Biberist nachgewiesen. Als Gerölle führen sie ausser Voralpengesteinen auch viele grüne Walliser Kristallingesteine. Auch diese Schotter werden in vielen Kiesgruben ausgebeutet (Nennigkofen/Lüsslingen, Deitingerwald, Attisholz, Attiswil usw.).

Niederterrasse
Die Niederterrasse ist definitionsgemäss die Schotterterrasse vor der Endmoräne des Maximalstandes der würmeiszeitlichen Gletscher. Für den Maximalstand des würmeiszeitlichen Rhonegletschers ist es die Gäuebene. In unserer Region findet man deshalb keine echte Niederterrasse (NT ss). Als Niederterrasse im weitern Sinne (NT sl) werden die Schotterebenen vor der Stirnmoräne der Rückzugsstadien bezeichnet.

Stauschotter
Vor rund 20000 Jahren begann sich der würmeiszeitliche Gletscher von seinem Maximalstand bei Oberbipp–Bannwil in Etappen zurückzuziehen. Mehrere Moränenwälle zwischen Walliswil und Solothurn deuten Rückzugshalte an.
Ob er nach einem stärkeren Zurückweichen wieder bis etwa auf die Höhe von Deitingen («Brästenberg»-Stadium) und nach nochmaligem längeren Rückzug ein letztes Mal bis Solothurn vorstiess (Solothurner-Stadium), ist in der Fachwelt umstritten. Der Ablauf der Rückzugsgeschichte des würmeiszeitlichen Rhonegletschers von seinem Maximalstand unterhalb Wangen an der Aare kann noch nicht mit Sicherheit erklärt werden.
Jedenfalls lag seine Stirn während längerer Zeit bei Solothurn (Solothurner-Stadium). Die Engirinne war bereits eisfrei. Der Bleichenberg war während einer früheren tiefsten Durchtalung des Mittellandes (Interglazial Riss I/II) vom Hauptteil der Molassehochfläche des Bucheggberges abgetrennt worden. In dieser Rinne sind während der Zeit des Solothurner-Stadiums durch den am Gletscherrand ge-

stauten Fluss Schotter abgelagert worden, die sich durch ihre im Durchschnitt kleineren Gerölle von älteren Schottern unterscheiden.

Randglaziäre Schotter und Sander des Solothurner-Stadiums
Um den Moränenkranz von Solothurn liegen schlecht sortierte Schotter mit Sand, Kies und über kopfgrossen Geröllen mit kaum erkennbarer Schichtung nach Korngrösse – nördlich der Stadt vom Dürrbach über Fegetzareal bis Feldbrunnen, im Süden im Schöngrün-Lerchenfeldgebiet.

Moränen
Während des Würmmaximums überdeckte der Rhonegletscher die Region und lagerte über allen älteren Bildungen *Grundmoräne* ab. Ihre Mächtigkeit schwankt im Durchschnitt von 2–4 m. Stellenweise ist sie aber bis 15 m dick. Heute liegt sie geschlossen nur noch auf den Hochflächen. Sie ist ein lehmig-siltig bis lehmig-sandiges Material und ist stets erkennbar an kleinen und grösseren gekritzten Geröllen. Oft sind darin auch Findlinge eingebettet.
Die höchstliegenden *Wallmoränen* (Seitenmoränen) finden sich in der Region am Südfuss des Jurahanges auf rund 700 m ü. M. und markieren den Höchststand des würmeiszeitlichen Gletschers. Über Solothurn lag das Eis etwa 400 m mächtig – während der Risseiszeit 700 m. Tieferliegende Wälle, auch diejenigen auf den Höhenzügen des Bucheggberges, sind zum Teil Seiten- und Stirnmoränen verschiedener Rückzugshalte, zum Teil Mittelmoränen.
Moränenreste der Risseiszeit sind im Balsthaler- und Mümliswilertal festgestellt worden.

Findlinge – Erratische Blöcke
In den Alpen fallen durch Frostverwitterung und Bergstürze Blöcke aller Grössen auf die Gletscherränder. Sie sind in Jahrtausenden auf dem fliessenden Eis ins Mittelland transportiert und nach dem Abschmelzen des Eises auf den Grund abgesetzt worden.
Unter den in der Region liegenden Blöcken findet man Gesteine, die nur aus dem Wallis stammen können. Sie sind ein Beweis, dass der Rhonegletscher und nicht etwa der Aaregletscher unser Gebiet überflutet hat. Solche Leitgesteine sind zum Beispiel das Vallorcine-Konglomerat, eine carbonische Nagelfluh, die Hornblendegranite

aus dem Val de Bagne, die Arollagneise. Der grösste bisher gefundene Block Vallorcine-Konglomerat (ca. 16 m^3) stammt aus dem Kallenbachgraben nordwestlich des Bellacherweihers und ist beim neuen Schulhaus Bellach aufgestellt.
Weitaus herrschen Granite aus dem südwestlichen Aarmassiv vor (Grimsel–Aletsch–Bietschhorngebiet). Mont-Blanc-Granite liegen in unserer Region kaum. Der grösste Teil derselben muss mit dem westlichen Arm des am Jurahang etwa in der Gegend von Orbe geteilten Rhonegletschers bis vor Lyon transportiert worden sein.

Die heutige Verbreitung der erratischen Blöcke entspricht nicht mehr der ursprünglichen Streuung. Tausende sind für irgend welche Bauzwecke gesprengt worden. Heute findet man Blöcke nur noch in den Wäldern häufig, zum Beispiel sind in den Waldungen nördlich der Stadt von Bellach/Langendorf bis Hubersdorf über 1900 Blöcke registriert. 94% davon sind Granite, 4% Biotitgneise, 0,5% Orthogneise, 0,3% Amphibolite, 0,2% Chlorit-Serizitgneise und 1% andere Gesteine. Im Bucheggberg wiegen Arollagneise weitaus vor, auf Steinhof/Steinenberg Hornblendegranite. Der grösste Block unserer Gegend von rund 1200 m^3 Rauminhalt ist die «Grosse Fluh» auf Steinhof, ein Hornblendegranit (früher «Arkesin» genannt).
Auf den Jurahöhen der Region findet man auch noch erratische Blöcke aus der Risseiszeit: im Rüschgraben zwei Blöcke Arollagneis, im Kesselbach des Nesselbodens verschiedene kristalline Gesteine. Auf dem Bürenkopf (Gemeinde Grenchen), Koord. 592770/229595, liegt der höchstliegende erratische Block der Risseiszeit, ein Chloritgneis, auf 1215 m ü. M.

Gletscherrandtäler
Die tiefste Durchtalung des Mittellandes erfolgte in der Warmzeit zwischen den beiden Risseiszeiten, tiefe Talfurchen, die durch Wasserarbeit erodiert und später wieder aufgeschottert wurden.
Viele heutige Täler und Tälchen, auch in unserer Region, sind glaziale Abflussrinnen, Schmelzwasserrinnen verschiedener Stadien des Gletschers. So sind zum Beispiel deutlich die südliche (Weihermatttälchen–Lüsslingen) und nördliche (Bellacherweiher–Seuset–Erlimoos) Abflussrinne des Solothurner-Stadiums in der Landschaft zu erkennen.

Das Biberental ist vermutlich die südliche Schmelzwasserrinne des Brästenberg-Stadiums.
Drumlin – Schuttwälle unter Eis am Gletschersaum – sind in der Region im Deitinger- und Subingerwald und weiter südlich sichtbar. Der Wasserturm südlich Etziken steht auf dem höchsten Drumlinhügel.

Die Nacheiszeit, das Holocaen

Geologische Gegenwart (bisher: Alluvium)

Postglaziale (nacheiszeitliche) *Schotter,* «Jüngere Seelandschotter».
Das Emmental mit dem östlichen Teil der Zuchwilerebene ist erfüllt von nacheiszeitlichen Schottern, deren Gerölle zur Hauptsache Quarzite, Kieselkalke, Flyschsandsteine aus den Voralpen und exotische Granite und Porphyre aus der Molassenagelfluh sind. Vermutlich begann die Aufschotterung bereits im Spätglazial.
Der westliche Teil der Zuchwilerebene ist Niederterrasse (NT sl) des Solothurner-Stadiums, was durch Gerölle aus grünem Walliser Kristallin bewiesen ist.
Mehr als hundert Sondierungen weisen nach, dass die liegende Molasse ein ausgeprägtes Relief mit mehreren Becken und Rinnen aufweist. Die Mächtigkeit der Schotter variiert daher von wenigen Metern bis über 80 m.
Durch diese Schotter sickert einer der grösseren Grundwasserströme der Schweiz.
Oberflächlich werden die Schotter von durchschnittlich 1–2 m mächtigem Feinsand und Lehm als Übergussschichten weitflächiger Überschwemmungen überlagert.

Seetone
Die Ebene westlich der Stadt Solothurn scheint – wie das Emmental – eine Schotterebene zu sein.
Eine Bohrung im Jahre 1908 (im «Brüel», Koord. 605870/228080), auf der Suche nach nutzbarem Grundwasser, ergab aber ein ganz anderes Profil als Bohrungen im Emmental.

Profil der Brüelbohrung:

0 – 0,7	m	Humus
0,7 – 1,2	m	Torf
1,2 – 1,7	m	blaugrauer fetter Lehm
1,7 – 3,4	m	sandiger Lehm
3,4 – 3,7	m	Sand mit bis 3 cm grossen Geröllen
3,7 – 3,8	m	fetter Lehm
3,8 –14,6	m	Sand mit sehr wenig eckigen Geröllen
14,6 –19,5	m	Sand mit flachen Konkretionen
19,5 –46,45	m	grauer Lehm
46,45–58,0	m	graugelber Lehm mit wenigen gekritzten Geröllen (= Grundmoräne), darunter liegt Sandstein.

Eine Bohrung bei der Archbrücke ergab ein ähnliches Profil. Das ist bis 46,45 m Tiefe das eingeschwemmte Auffüllmaterial eines ehemaligen Sees, der während des Zurückschmelzens des Eises entstand, gestaut durch Endmoränen. Bis rund 20 m Tiefe ist im Profil eine Verzahnung mit dem Bachschuttkegel des Wildbaches sichtbar. Dieser «Solothurner See», wie er in der Literatur eingeführt ist, erstreckte sich bis ins Waadtland (Entreroches bei La Sarraz). Neuenburger-, Murten- und Bielersee sind nicht verlandete Anteile desselben, vermutlich verursacht durch lange Zeit in diesen Becken liegendes Toteis.
Wie schon einleitend erwähnt, ist das geologische Geschehen seit dem Rückzug des Eises auf – geologisch gesehen – Kleinigkeiten beschränkt – Verwitterung der Gesteine, Bodenbildung, Erosion weicher Zonen durch die Arbeit des Wassers, Bergstürze, Erdschlipfe (sogenannte Solifluktion), Bildung von Bach- und Flussdeltas, Abschwemmung der Grundmoräne in die Talrinnen usw.

Moorbildung
Nach dem Rückzug des Eises aus unserer Region – etwa um 8000 v. Chr. – lag eine vegetationslose Moränenlandschaft mit Moränenwällen als Geländerücken und dazwischenliegender, durch Grundmoräne abgedichteten Wannen vor, in welchen sich das Wasser sammelte, so dass unzählige «Moränenseelein» entstanden, die im Laufe der Zeit durch Pflanzenbesiedlung und Abschwemmung von den Geländerücken verlandeten und Moore bildeten. In unserer Re-

gion sind Burgäschi- und Inkwilersee die Überreste einer ursprünglichen Seenlandschaft.
Die Sedimente, welche den Untergrund eines Moores bilden, sind in wechselnder Mächtigkeit Torf, Gyttia, ein grünlichgrauer Halbfaulschlamm mit organischen Resten, Seekreide, ein unter Mitwirkung von Pflanzen entstandenes fast reines kreideartiges Kalksediment in stehenden Süsswassergewässern, Ton, Mergel und Sand; die letztern drei sind Abschwemmungen von den umliegenden Geländerücken.
Zwei Beispiele von Mooruntergrund:

Chlepfibeerimoos bei Burgäschi:
2,4 m Torf
3,4 m Gyttia mit Torfspuren
8,2 m Gyttia
1,2 m Gyttia mit Ton
0,13 m Gyttia
0,17 m Gyttia mit Ton.

Pfahlbau Burgäschi-West:
6 m Ton und Seekreide
4,7 m Ton, Seekreide, ± Sand
0,6 m Sand, ± Mergel, Ton und Seekreide
1,5 m Ton und Seekreide, ± Sand und Mergel
1,3 m Sand, Mergel, Seekreide und Ton.

Der tiefere Untergrund ist nicht bekannt, da mit Handarbeit nicht tiefer gebohrt werden konnte und Bohrmaschinen im weichen Material versinken würden.
Aus der Sedimentfolge und den eingeschwemmten und eingewehten Pflanzenpollen kann das vorherrschende Klima – kalt/trocken, kalt/feucht, warm/trocken, warm/feucht – und die entsprechend wechselnde Vegetationsbesiedlung abgeleitet werden.
In vielen untersuchten Mooren ist auch eine Jahresschichtung der Sedimentation mit dunklen Schichtchen im Winter und hellen im Sommer festgestellt worden (Schichtdicken meist in Bruchteilen von Millimetern, bei Dominanz von Ton und Sand auch bis 2 mm).
Detaillierte Untersuchungen im Faulenseemoos bei Spiez (Rückzug

des Aaregletschers) und des Chlepfibeerimooses und des Seegrundes bei Burgäschi (Rückzug des Rhonegletschers) erweisen eine praktisch zeitgleiche Entwicklung.
Die Vegetationsbesiedlung wird nach den vorherrschenden Pollenkörnern in den Schichtabschnitten benannt und beginnt mit Krautpollen und einer Weidenzeit von 7800–6600 v. Chr.

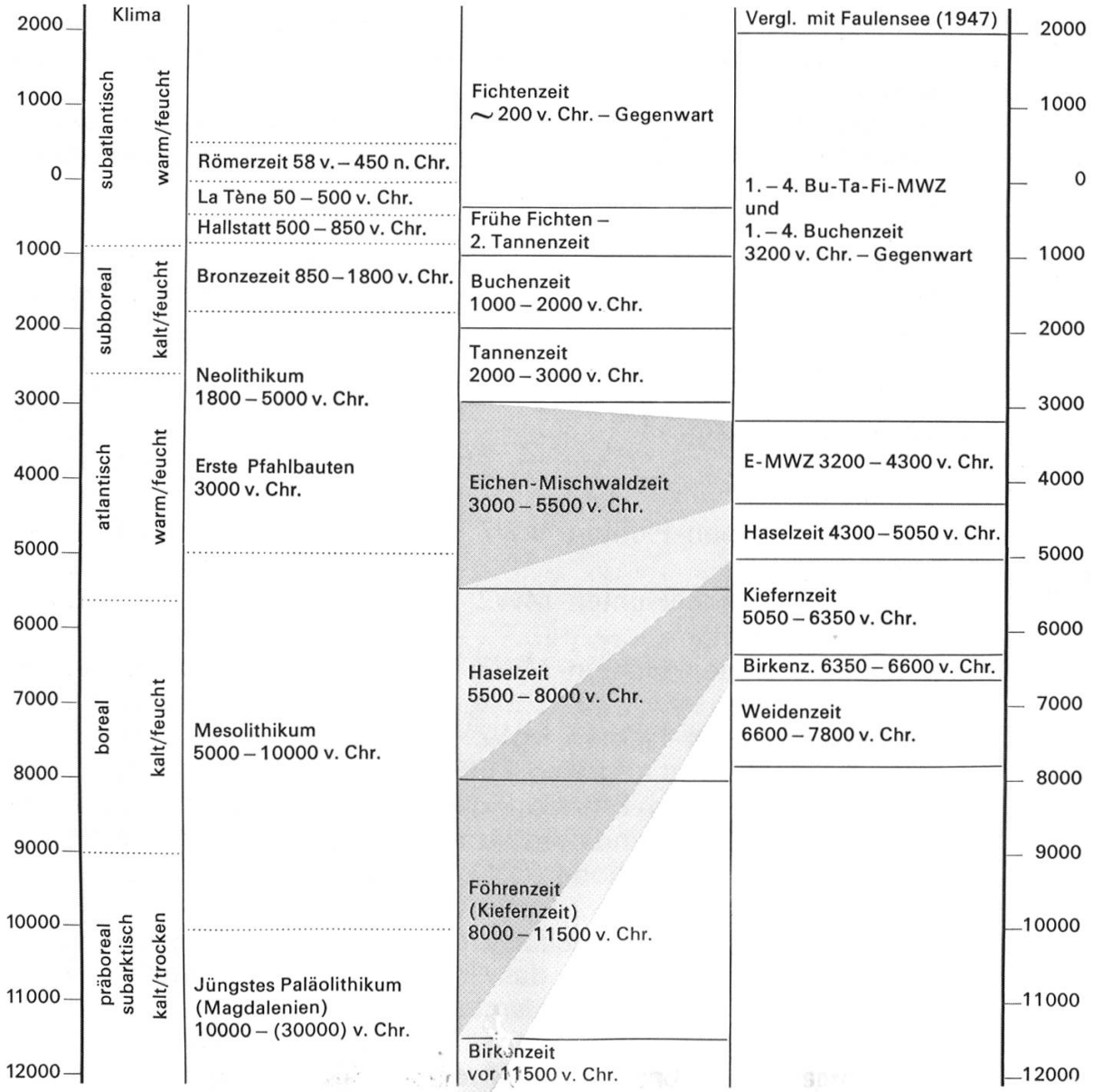
Eine eigentliche Besiedlung mit Wald setzt mit einer

Birkenzeit	von 6600–6350 v. Chr. ein.
Es folgt eine	
Kiefernzeit	von 6350–5050 v. Chr.
Haselzeit	von 5050–4300 v. Chr.
Eichen-Mischwaldzeit	von 4300–3200 v. Chr.
1. Buchenzeit	von 3200–2350 v. Chr.
Tannenzeit	von 2350–1800 v. Chr.
1. Buchen-Tannen-Fichten-MWZ .	von 1800– 750 v. Chr.
2. Buchenzeit	von 750– 450 v. Chr.
2. Buchen-Tannen-Fichten-MWZ .	von 450– 200 v. Chr.
3. Buchenzeit	von 200 v.–600 n. Chr.
3. Buchen-Tannen-Fichten-MWZ .	von 600– 850 n. Chr.
4. Buchenzeit	von 850–1250 n. Chr.
4. Buchen-Tannen-Fichten-MWZ .	von 1250–Gegenwart,

bis in die Gegenwart also ein ∾ 5000 Jahre dauernder Wechsel von Buchen- und Buchen-Tannen-Fichten-Mischwald-Zeiten. Viele dieser angeführten Alter sind durch Untersuchungen von Holzresten mit der Radio-Karbon-Methode (C^{14}) belegt.

Eine abweichende Unterteilung der Nacheiszeit bringt W. Lüdi (1935) in seiner Arbeit über das Grosse Moos im Seeland. Die Zeittafel zur Waldgeschichte sei daraus zitiert:

Zeittafel zur Waldgeschichte (1935)



Bis zum 2. Weltkrieg sind zu lange Zeiträume seit dem Rückzug des Eises angenommen worden.
Altersbestimmungen mit der Radiocarbonmethode (C^{14}) beginnen erst um 1945.

Führer zum Geologischen Wanderweg über die Weissensteinkette

Die gewählte Route führt zum grossen Teil entlang von markierten Wanderwegen. Die Orientierungstafeln sind daher leicht zugänglich. Es ist nicht möglich, bei jedem Felsaufschluss eine Orientierung aufzustellen. Der geologischen Skizze – Deckblatt der Flugaufnahme – kann aber entnommen werden, welche Schichtstufe jeweils vorliegt. Mit Ausnahme der Schichtstufen, die als weiche, leicht erodierbare Gesteine vorliegen und daher in Erosionsrinnen unter Schutt liegen, sind alle Stufen vom Muschelkalk der Trias bis zur Reuchenette-Formation (Kimmeridgien) des weissen Jura berücksichtigt, einzelne mehrmals in tektonisch unterschiedlicher Stellung. Ein alttertiärer und zwei eiszeitliche Aufschlüsse liegen in der Verenakette.

Tafel 1

Gletscherschliff und Gletschermühlen
Steinbruch Kreuzen, Koord. 607060/230070, LK Bl. 1107.
Gletscherschliffe entstehen durch mitgeschleiften Gletscherschutt zwischen dem fliessenden Eis und der Kalksteinfläche (Fliessrichtung N 65° E).
Gletschermühlen: Am Grunde des Eises durch Wasserstrudel bewegte Gesteinsblöcke schleifen Vertiefungen in den Kalkstein. Oft findet man noch den rundlich geschliffenen Block in den Strudellöchern (zum Beispiel Gletschergarten Luzern, Gletschermühlen am Malojapass).
Nördlich gegenüber (Felswand) sind die «Solothurner Schildkrötenkalke» im oberen Drittel der Reuchenette-Formation sichtbar.

Tafel 2

Martinsflue-Verwerfung
Fuss der Martinsflue, Koord. 607225/230500, LK Bl. 1107.
Der Nordwestschenkel des Verenagewölbes ist versunken und unter Moräne (und vermutlich Molasse) verborgen (Scheitelbruch, Sprunghöhe über 100 m).
Die unteren 20 m der Wand sind weisser *Verenaoolith* des mittleren Malm (oberste Schichten der Balsthaler-Formation, nach neuer Unterteilung oberstes Oxfordien). Typuslokalität ist die Felsnische hinter der Martinskirche. Weil das Gestein kein typischer Oolith ist;

wird der Name *Verenaschichten* vorgeschlagen. Alter etwa 152 Millionen Jahre.

Tafel 3

Erratischer Block (Findling)
Lirenrain, Koord. 608020/232000, LK Bl. 1107.
Leicht porphyrischer *Aaregranit,* vermutlich aus dem Aletschgebiet im Oberwallis, vor ungefähr 30000 Jahren auf dem Rücken des Rhonegletschers in unsere Gegend gelangt.
Dauer der Reise nach gemessener Fliessgeschwindigkeit des Eises im Aletschgletscher – ein Eiskorn benötigt für die 24 km lange Strecke Jungfraujoch bis Gletscherende 450 Jahre – vermutlich 4000–5000 Jahre.
Alter des Gesteins etwa 280 Millionen Jahre (Bildung im Oberkarbon).

Tafel 4

Alt-Tertiär-Aufschluss (Eocaen)
Lirenrain, Koord. 608410/232090, LK Bl. 1107.
Roter *Boluston* mit vereinzelten Bohnerzknöllchen, besonders in der Mittelschicht auch fleckenhaft gelblich und sandig (Übergang zu Huppererde), über einer Karstfläche des Kimmeridgekalkes.
Diese alt-tertiären Schichten, auch Siderolithikum oder Bohnerzformation genannt, sind das festländische Rückstandssediment der jüngsten Malmkalke und eventuell Kreideschichten der grossen Schichtlücke. Alter etwa 50 Millionen Jahre.
Die Martinsflue-Verwerfung hat hier noch eine Sprunghöhe von etwa 10 m.

Tafel 5

Unterschiebun s-Harnischfläche
Balmklus, Koord. 608980/234120, LK Bl. 1107.
Sie liegt innerhalb der Kimmeridgekalke in Richtung /45°W 260°.
Die N–S verlaufende, nach Westen einfallende Rutschfläche deutet den westlichen Ausklang der grossen Günsberg-Unterschiebung

Martinsflue-Verwerfung bei Tafel 2. Links ist der Nordwestschenkel des Verenagewölbes versunken und unter Moräne verborgen.

und -Rückfaltung der Weissensteinkette an. Etwa 20 m nördlich streichen die Verenaschichten durch, tektonische Richtungen $\frac{\quad}{80°N}$ 48°E. In der Erosionsrinne des Zwischenberges (∾ 120 m nördlich) liegen der Untere Malm (Wildegg-Formation und Oxfordtone) und der obere Dogger (Callovien) unter Schutt verborgen.

Tafel 6

Sauzeischichten des unteren Doggers
Balmklus, Koord. 608840/234290, LK Bl. 1107.
Spätiger, eisenschüssiger Kalkstein des Südschenkels der Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{\quad}{45°N}$ 75°E bis $\frac{\quad}{15°N}$ 75°E mit Längsbrüchen. Alter etwa 170 Millionen Jahre.
Die streichende Fortsetzung westlich des Baches ist die von der Rötiflue herabsteigende Rippe des untern *Hauptrogensteines* des

mittleren Doggers. Der Bach fliesst hier entlang einer N–S-Versetzung der Schichten um etwa 60 m.

Tafel 7

Kalkstein und Sandkalke des untern Lias
Neue Balmbergstrasse, Koord. 609040/234390, LK Bl. 1107.
Vollständiges Profil des untern Lias des Südschenkels der Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{86°E}{/65°N}$ = nach Süden überkippte, verkehrt liegende Schichten – die jüngeren Schichten liegen *unter* den älteren. Die unterste Liasschicht (Insektenmergel – dunkle, graue Mergel, in unserer Region fossilleer) sind nicht aufgeschlossen. Sichtbar sind 3 m Cardinienbänke – sandig-kieselige Kalkbänke – überlagert vom Gryphiten- oder Arietitenkalk (∾ 20 m). Die unteren 4 m führen massenhaft die Greifmuschel Gryphaea arcuata, darüber – wegen der Überkippung darunter – sandiger, glimmerführender Kalkstein (∾ 10 m) und noch 6 m Sandkalke mit Silexkonkretionen. Alter etwa 180 Millionen Jahre.

Tafel 8

Untere Keuperschichten
Forstweg, etwa 50 m östlich neuer Balmbergstrasse,
Koord. 609070/234450, LK Bl. 1107.
Profil des untern Keupers des Südschenkels der überkippten Rötifalte. Die Schichten waren während des Wegbaues 1976 instruktiv aufgeschlossen: unter dem obersten Trigonodusdolomit der Muschelkalk-Formation etwa 2 m Estherienschiefer, dunkle, schiefrige Tone, etwa 4 m Grenzdolomit, dickbankige Dolomite mit Drusen, und die untersten Lagen des Gipskeupers (= mittlerer Keuper). Eine Kontrolle 1980 erwies leider, dass nur noch der Trigonodusdolomit ohne Schürfung sichtbar ist. Alter etwa 200 Millionen Jahre.

Tafel 9

Gips-Aufschluss
Etwa 60 m östlich neuer Balmbergstrasse, Koord. 608910/234540, LK Bl. 1107.

Tiefste, älteste erschlossene Schicht des Faltenkernes (Anhydritgruppe der Muschelkalk-Formation).
In keinem Juratunnel sind ältere Schichten durchfahren worden. Über diesem Gleithorizont sind während der Jurafaltung alle jüngeren Schichten abgeschert und zum Kettenjura gefaltet worden. Die dünnplattigen Dolomite im Dach gehören noch zur Anhydritgruppe. Alter etwa 215 Millionen Jahre.

Tafel 10

Muschelkalk-Formation
Neue Balmbergstrasse, Koord. 608775/234650, LK Bl. 1107.
Profil des oberen Muschelkalkes im Nordschenkel der überkippten Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{}{/80°N}$ $^{92°E}$. Über dem Gips folgt nordwärts – noch zur Anhydritgruppe gehörend – Dolomit, etwa mit Feuersteinknollen, darüber hellgraue Kalkbänke, oft oolithisch, dolomitisch, einzelne Bänke ganz aus Encrinus-Stielgliedern gebildet (= Trochitenkalk), darüber gutgeschichtete rauchgraue Kalke (= Plattenkalk), dicht bis oolithisch bis kristallin, Silexkonkretionen im mittleren Niveau, darüber Trigonodusdolomit, poröser, kristalliner und oolithischer Dolomit, etwa mit Chalcedon. Alter etwa 210 Millionen Jahre.

Tafel 11

Unterer Hauptrogenstein
Wanderweg Längmatt–Hofbergli, Koord. 609320/235100,
LK Bl. 1107.
Leicht bräunlicher, oolithischer Kalkstein. Tektonische Richtungen $\frac{}{/80°N}$ $^{100°E}$. Alter etwa 165 Millionen Jahre.
Im Hang südwärts abfallend liegen unter Schutt die braunen Kalke des untern Doggers.

Tafel 12

Sicht auf das «Gschlief» (Skizze nach Flugaufnahme)
Wanderweg Längmatt–Hofbergli, Koord. 609670/235300,
LK Bl. 1107.

Unterer Lias bei Tafel 17 im Nordschenkel der Rötifalte in der letzten Strassenkehre der neuen Balmbergstrasse unterhalb des Kurhauses.

Aufschluss des Oxfordien neuer Definition (Oxfordtone, Wildegg-Formation und Balsthaler-Formation) entsprechend dem Rauracien/Argovien und Sequanien der bisherigen Unterteilung. Der unterste Abschnitt (Oxfordtone) liegt in den unteren Bachstrecken unter Schutt. Aufgeschlossen sind mit kleinen Unterbrüchen (Schutt und Vegetation) die Birmenstorfer- und Effingerschichten (Wildegg-Formation), die unteren und oberen Günsbergschichten mit Zwischenschaltung des Moutier-Korallenkalkes, die Steinibachschicht, der Balmbergoolith (= Holzflueschichten), die Hautes-Roches-Algenkalke und der Verenaoolith (Balsthaler-Formation) des Nordschenkels der Rötifalte. Sedimentation des Oxfordien vor 160–151 Millionen Jahren. Aufstieg durch das ganze Profil ist nur für Kletterer zu empfehlen.

Tafel 13

Balsthaler-Formation
Wanderweg Hofbergli–Niederwiler Stierenberg,
Koord. 609490/235590, LK Bl. 1107.
Beim Fussweg und unterhalb stehen die oberen Günsbergschichten, der Moutier-Korallenkalk und die unteren Günsbergschichten an. Alter etwa 155 Millionen Jahre (Balsthaler-Formation). Im tiefern Kessel liegen die Effinger- und Birmenstorferschichten (Wildegg-Formation). Alter etwa 158 Millionen Jahre. Über dem Fussweg folgen in der Felswand von unten nach oben die Steinibachschicht (= oberste Günsbergschichten), der Balmbergoolith (= Holzflueschichten), die Hautes-Roches-Algenkalke und der Verenaoolith (Balsthaler-Formation). Tektonische Richtungen $\frac{}{/30°N}$ 70°E im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 152 Millionen Jahre.

Tafel 14

Unterer Hauptrogenstein
Forstweg Bödeli–Schofgraben, Koord. 607000/234730, LK Bl. 1107.
Leicht bräunlicher oolithischer Kalkstein, ein neritisches Sediment (Flachmeerablagerung). Tektonische Richtungen $\frac{}{/40°N}$ 60°E im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 165 Millionen Jahre.

Tafel 15

Oberer Hauptrogenstein
Forstweg Bödeli–Schofgraben, Koord. 606850/234700, LK Bl. 1107.
Leicht bräunlicher oolithischer Kalkstein im Wechsel mit weissen Kalken, neritisches Sediment. Tektonische Richtungen $\frac{}{/40°N}$ 64°E im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 163 Millionen Jahre.
Südlich davon in der Wegspur zieht die Trennschicht zwischen unterem und oberem Hauptrogenstein, die Acuminataschichten (= Homomyenmergel) durch, unter Schutt.

Tafel 16

Schichten des untern Callovien
Forstweg Bödeli–Schofgraben, Koord. 606675/234640, LK Bl. 1107.

Rostrote, mergelige Kalke mit knolligen Schichtflächen, wechsellagernd mit schiefrigen braunen Mergelschichten. Tektonische Richtungen $\frac{55°E}{/60°N}$ im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 162 Millionen Jahre.

Tafel 17

Unterer Lias
Neue Balmbergstrasse, Koord. 607600/234640, LK Bl. 1107.
Dunkle Sandkalke (etwa 4 m) mit massenhaft Gryphaea arcuata (Greifmuschel), daher der Name unterer Gryphitenkalk. Andernorts führt die altersgleiche Schicht auch Arietiten, eine Ammonitengattung, und wird daher auch Arietenkalk genannt. Darüber stehen glimmerführende sandige Kalke an (= mittlerer Gryphitenkalk) und höher Sandkalke mit Silexknollen und -lagen (= oberer Gryphitenkalk) und schliesslich eigentliche Kalksandsteine. Tektonische Richtungen $\frac{50°E}{/60°N}$ im Nordschenkel der Rötifalte. Sedimentation vor 190–180 Millionen Jahren.

Tafel 18

Mergel des mittleren Keupers
Wanderweg Balmberg–Nesselbodenröti, Koord. 607320/234300, LK Bl. 1107.
Entlang des Weges sind mehrere Anrisse in bunten Mergeln des Keupers sichtbar, fossilleer. Alter etwa 200 Millionen Jahre.
50 m nördlich und 170 m südlich quert der Weg Erosionsrinnen. Durch diese streichen unter Schutt der obere Keuper (gelbe Mergel und Rhätsandstein) und der unterste Lias (Insektenmergel), weiche, leicht erodierbare Gesteine.

Tafel 19

Gryphitenkalk des untern Lias
Wanderweg Balmberg–Nesselbodenröti, Koord. 607410/234170, LK Bl. 1107.
Dunkle Kalke und Sandkalke, in einzelnen Schichten massenhaft Gryphaea arcuata (unterer Gryphitenkalk). Tektonische Richtungen

Erratischer Block Lirenrain, Tafel 3. Leicht porphyrischer Aaregranit, vermutlich aus dem Aletschgebiet.

/75°N 68°E, umbiegend bis 80° S im Südschenkel der Rötifalte. 10 m südlicher steht bläulichgrauer Sandkalk (= mittlerer Gryphitenkalk) an. Tektonische Richtungen /68°S 75°E. Alter etwa 180 Millionen Jahre (siehe Tafel 17).

Tafel 20

Sicht auf die Schichten des untern und mittleren Doggers (Skizze nach Foto vom Skihaus aus)
Wanderweg Balmberg–Nesselbodenröti, Koord. 607330/234100, LK Bl. 1107.
Die vorwiegend braunen und braunroten Kalke der Murchisonae- (Concavus-), Sowerbyi-, Sauzei- und Humphriesischichten und die helleren Blagdenischichten sind in der Felswand – etwa 100 m südlicher – sichtbar. Einzelne Schichten sind sehr fossilreich. Der Wan-

Blick vom Balmberg ostwärts zur Längmatt. Der Kern der Rötifalte ist hier bis zu den Schichten von Lias und Keuper aufgeschlossen. Der geologische Wanderweg führt links vom Hof Längmatt hinauf zu Tafel 11.

derweg quert nach etwa 50 m ein Blockmeer dieser Schichten. Alter etwa 170 Millionen Jahre.
Durch die Erosionsrinne, in welcher wir stehen, streichen unter Schutt die obersten Liasschichten (Posidonienschiefer – benannt nach Posidonia bronni – und Jurensismergel – benannt nach Lithoceras jurense) und der Opalinuston (unterster Dogger) des Südschenkels der Rötifalte. Alter etwa 175 Millionen Jahre.

Tafel 21

Unterer Hauptrogenstein
Wanderweg Balmberg–Nesselbodenröti, Koord. 607640/233920, LK Bl. 1107.
Hellbräunlicher oolithischer Kalkstein. Tektonische Richtungen $\frac{}{/ \pm \text{saiger}}$ 85°E, Fallrichtung wellig wechselnd von 80° S bis 80° N im Südschenkel der Rötifalte. Alter etwa 165 Millionen Jahre.

Tafel 22

Oberer Hauptrogenstein
Nesselbodenröti, Koord. 607730/233890, LK Bl. 1107.
Hellbräunlicher Oolith im Südschenkel der Rötifalte. Tektonische Richtungen ——— / ± saiger 72°E. Alter etwa 162 Millionen Jahre.
Durch die Rinne nördlich streichen die Acuminataschichten (benannt nach der kleinen Auster Ostrea acuminata). Diese Schichten heissen auch Homomyenmergel (benannt nach der Muschel Homomya gibbosa). Alter etwa 163 Millionen Jahre.

Tafel 23

Wildegg-Formation
Nesselbodenröti, Koord. 607625/233730, LK Bl. 1107.
Im Erosionskessel liegen die blaugrauen Effingermergel, durchzogen von einigen dünnen hellen Kalkbänken, am nördlichen obern Hang die Birmenstorfer-Schwammkalke. Sedimentation vor 160–156 Millionen Jahren.

Tafel 24

Balsthaler-Formation
Balmflueköpfli, Koord. 607650/233580, LK Bl. 1107.
Der Weg vom Sattel der Nesselbodenröti zum «Köpfli» durchquert teilweise die Günsbergschichten, die Steinibachschicht und den Balmbergoolith, schichtweise wechselnd beige, zum Teil dichte, zum Teil feinspätige helle Kalke und feinkörnige Oolithe. Die Oolithstruktur ist nur auf Anwitterungsflächen mit der Lupe erkennbar. Tektonische Richtungen ——— / 80°S 85°E. Alter etwa 155 Millionen Jahre.
Der Verenaoolith streicht erst südlich, etwa 60 m unterhalb des Köpfli durch (Herrenloch).

Tafel 25

Grenzzone unterer/mittlerer Dogger
Wanderweg Balmberg–Rötiflue, Koord. 606820/234220, LK Bl. 1107.

Die Steilwand ist *unterer Hauptrogenstein* des mittleren Doggers, ein hellbräunlicher Oolith. Alter etwa 165 Millionen Jahre.
Im Gewölbe sind mehrere radiale Brüche und Versetzungen sichtbar. Darunter folgen – zum Teil bereits unter Schutt – die Blagdenischichten (oberste Schicht des untern Doggers) – benannt nach dem Leitammoniten Teloceras blagdeni – ein etwas sandiger heller Kalk mit Mergelzwischenlagen. Alter etwa 167 Millionen Jahre.

Tafel 26

Schichten des mittleren Doggers
Wanderweg Röti–Weissenstein, Koord. 606020/233750,
LK Bl. 1107.
Die Wegspur führt über die Homomyenmergel (bei nasser Witterung sumpfig) und dann über die Rippe des oberen Hauptrogensteines, auf welcher auch das Kurhaus Weissenstein steht. Tektonische Richtungen $\overline{}$ $/20°N$ $75°E$ im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 163 Millionen Jahre.

Tafel 27

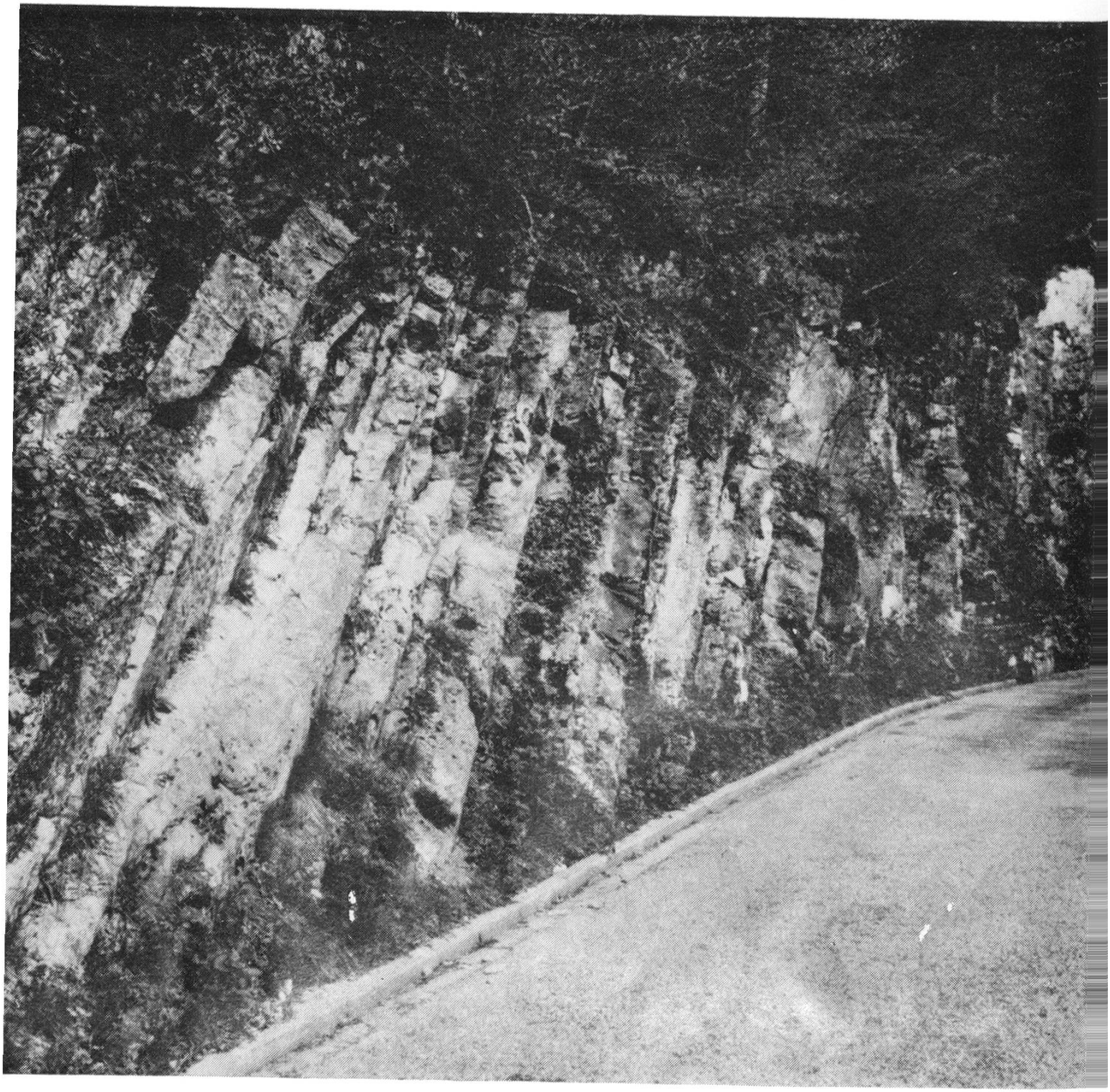
Dolinen = Verwitterungstrichter
30 m nördlich Wanderweg Röti–Weissenstein,
Koord. 605645/233780, LK Bl. 1107.
Die Dolinen liegen im Grenzbereich oberes Callovien (oberer Dogger) und Oxfordton (unterster Malm). Hier könnte die fossilreiche Schicht des Anceps-Athletahorizontes erschürft werden (Tafel 29).

Tafel 28

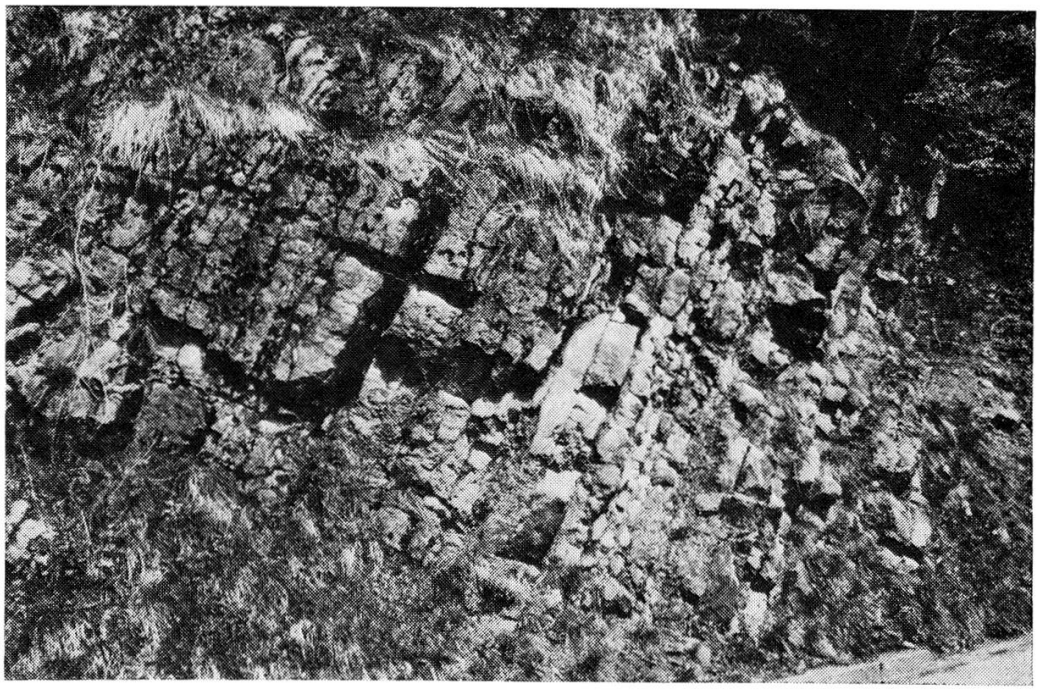
Birmenstorferkalk
Oberes Ende des Schofgrabens, Koord. 606100/234060,
LK Bl. 1107.
Durch Verwitterung weisse dichte Kalke mit Fossildetritus und Schwämmen. Alter etwa 160 Millionen Jahre.
1979 sind im Graben etwa 80 m östlicher anlässlich einer Grabung, vom Naturmuseum Solothurn unterstützt, besonders schöne und grosse Seesterne (Pentasteria longispinum) gefunden worden.

Eingang zur Balmklus mit den fast senkrecht aufsteigenden Kimmeridgekalken. Im Innern der Klus befinden sich die Tafeln 5 und 6.

Oberer Muschelkalk im Nordschenkel der überkippten Rötifalte bei Tafel 10 an der neuen Balmbergstrasse.



An der neuen Balmbergstrasse ist bei Tafel 7 ein Aufschluss von Kalkstein und Sandkalken des untern Lias des Südschenkels der Rötifalte sichtbar.



Der Schofgraben quert in spitzem Winkel die Wildegg-Formation, den Oxfordton und das oberste Callovien.

Tafel 29

Dolinen = Verwitterungstrichter
Fahrweg Schofgraben–Hinter-Weissenstein,
Koord. 605330/233760, LK Bl. 1107.
Zwischen Schofgraben und Rüschgrabeneinschnitt liegen etwa 30 grössere und 90 kleinere Dolinen im Effingermergel. Eine südliche Reihe liegt im Grenzbereich oberes Callovien/Oxfordton (siehe Tafel 27).
Entstehung: Kohlensäurehaltiges Wasser löst Kalkstein auf. Im Laufe der Zeit sind die Kalkbänke im Effingermergel durch auf Klüften zirkulierendes Wasser gelöst und die Klüfte zu unterirdischen Höhlen erweitert worden. Die weichen Mergel und Tone stürzten ein.

Nesselbodenröti bei Tafel 23. Blick nach Südwesten zum Nesselboden. Die im Südschenkel der Weissensteinkette bestehende isoklinale Talung liegt in der Wildegg-Formation und den Oxfordtonen.

Tafel 30

Nidlenloch

Oberhalb Hinter-Weissenstein, Koord. 603410/233425, LK Bl. 1107. Der Höhleneingang liegt in den Holzflueschichten der Balsthaler-Formation (bisherige Einstufung: oberes Sequanien), das Höhlensystem – heute sind fast 7 km Gänge erforscht – in den Holzflue- und Verenaschichten. Tektonische Richtungen 28°N 100°E im Nordschenkel der Stallfluefalte.

Ältere Berichte erwähnen erratische Blöcke in der Umgebung. Die Höhlen sind daher ein risseiszeitliches Entwässerungssystem.

Tafel 31

Birmenstorferkalk
Hinter-Weissenstein, Koord. 603600/233080, LK Bl. 1107.
Durch Verwitterung weisse, im frischen Bruch hellbeige dichte Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{}{/23°N}$ 65°E im Nordschenkel der Rötifalte. Alter etwa 160 Millionen Jahre.
Durch die Erosionsrinne nördlich streichen die Effingermergel.

Tafel 32

Unterer Hauptrogenstein
Rüschgraben, Koord. 602540/233290, LK Bl. 1107.
Hellbräunliche oolithische Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{}{/65°S}$ 78°E im Südschenkel der Stallfluefalte. Alter etwa 165 Millionen Jahre.
Im Doggerkern der Weissensteinkette liegen hier zwei Falten (Antiklinalen) nebeneinander.

Tafel 33

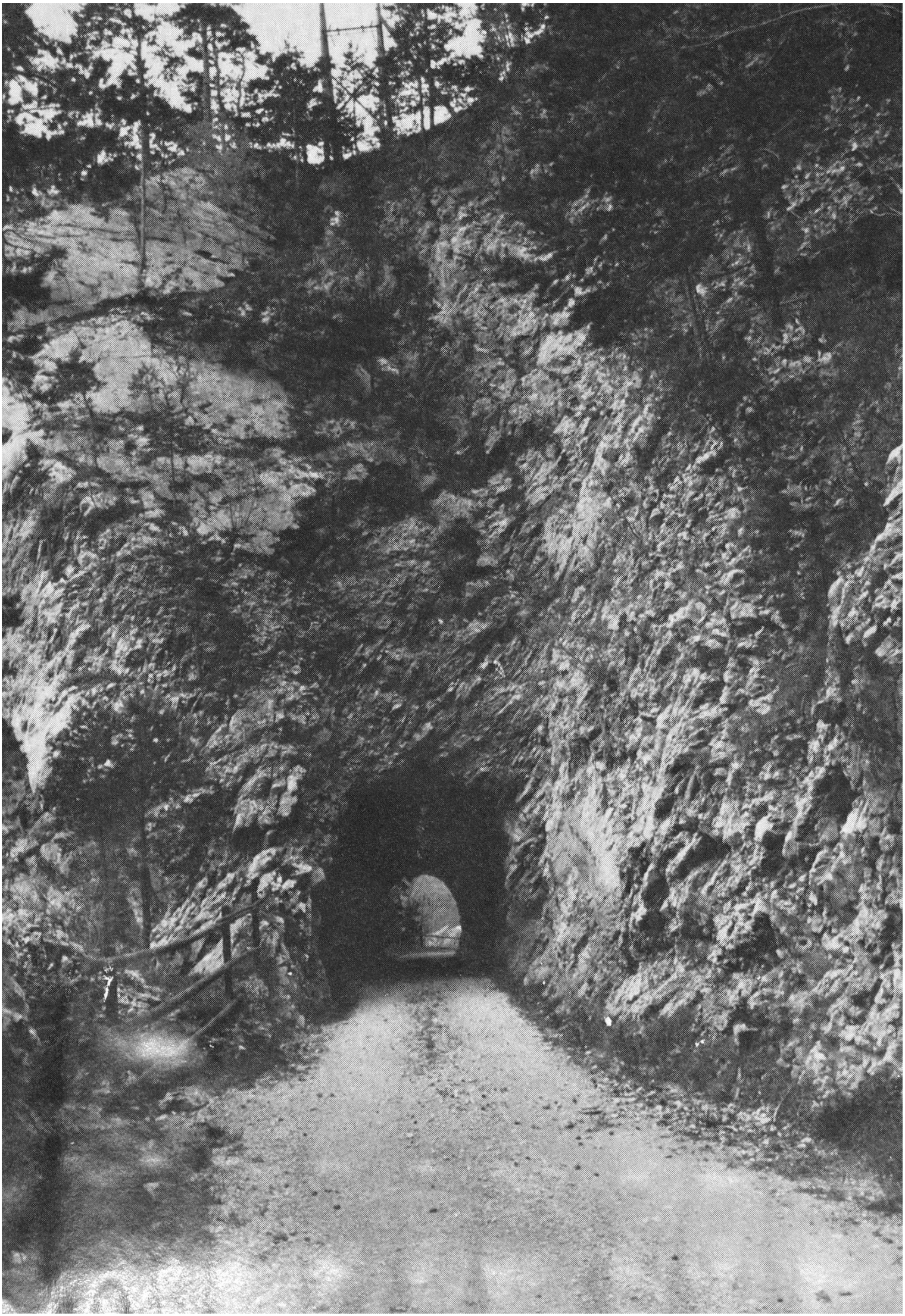
Unterer Hauptrogenstein
Rüschgraben, Koord. 602320/233480, LK Bl. 1106.
Hellbräunliche oolithische Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{}{/86°N}$ 90°E im Nordschenkel der Stallfluefalte, noch leicht überkippt. Alter etwa 165 Millionen Jahre.
Im Bach liegt hier ein erratischer Block aus der Risseiszeit (grösste Vergletscherung). Es ist ein Arollagneis, womit wir auch seine Herkunft kennen.

Tafel 34

Balsthaler- und Reuchenette-Formation
Tunnel am Nordausgang des Rüschgrabens, Koord. 601960/233720, LK Bl. 1106.
Der Tunnel durchsticht die dichten Kalke der Reuchenette-Formation (Kimmeridgekalke) im Nordschenkel der Kette. Tektonische Richtungen $\frac{}{/50°S}$ 67°E. Sedimentation vor 151–146 Millionen Jahren.

Tunnel Rüschgraben bei Tafel 34. Blick nach Norden. Der Tunnel durchsticht im überkippten Nordschenkel der Kette die dichten Kalke der Reuchenette-Formation (Kimmeridgekalke).

26 m südlich des Tunnelportals, bei der Strassenbiegung nach Osten, beginnt der Verenaoolith, Mächtigkeit etwa 15 m. Weiter östlich folgen die Holzflueschichten (oberes Sequanien) der Balsthaler-Formation. Tektonische Richtungen $\frac{64°E}{/55°S}$. Alter etwa 154 Millionen Jahre.
Der Nordschenkel der Kette ist nach Norden überkippt.



Erklärung fachwissenschaftlicher Ausdrücke

Akkumulation: Anhäufung von Gesteinsschutt.

Alluvium: Schwemmland unserer Flüsse, Seesedimente, Torflager, Tuffbildungen etc., die sich seit der letzten Eiszeit gebildet haben; alle geologischen Bildungen der Nacheiszeit.
Heute ersetzt durch: Holocaen.

Ammoniten: ausgestorbene Gruppe der Tintenfische.

Anhydrit: Mineral, Calciumsulfat ($CaSO_4$), *Gips:* Mineral, wasserhaltiges Calciumsulfat ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

Antiklinale: Sattel der Falten einer Gesteinsschicht.

arid: wüstenhaft trockenes Klima.

Belemniten: ausgestorbene Gruppe der Tintenfische.

Biostratigraphie: Zeit- und relative Altersbestimmung einer Gesteinsschicht mit Hilfe der aufgefundenen Versteinerungen.

Bonebed: Knochenlager, Knochenbreccie.

boreal: kaltes Klima.

Bruchschillkalk: Anreicherung von zum grössten Teil zerbrochenen Molluskengehäusen in Kalkstein.

Calcit: Mineral, Calciumcarbonat ($CaCO_3$).

Chalcedon: kryptokristalline (= verborgen kristalline) Varietät des Quarzes.

Detritus: allgemeine Bezeichnung für Gesteinsschutt und Zerreibsel organischer Substanzen.

diskordante Lagerung, Diskordanz, diskordant: Schichten mit sich schneidenden Schichtflächen.

Diluvium: Eiszeitalter, heute ersetzt durch: Pleistocaen.

Doline: Verwitterungstrichter.

Dolomit: Mineral, Calcium-Magnesium-Doppelcarbonat [$CaMg(CO_3)_2$], und Gesteinsname.

Drumlin: Schuttwall am Rande der schwindenden Gletscherzunge unter Eis, durch Akkumulation von Gletscherschutt, meist Grundmoräne, entstanden.

Echinodermen: Tiergruppe; Stachelhäuter: Seelilien, Seeigel, Seesterne.

Erosion: ausfurchende und einschneidende Wirkung des fliessenden Wassers. Glazialerosion: ausschürfende Wirkung eines vorrückenden Gletschers.

extramorän, intramorän: ausserhalb und innerhalb der Endmoränen des Maximalstandes eines Gletschers.

Fallen der Schichten: Neigungswinkel der Schichten bezogen auf eine horizontale Fläche. Darstellung: /40°S .

Fauna: Tierwelt eines Gebietes.

Fazies (Facies) (Amanz Gressly, 1838): «Gesicht», Charakter, Ausbildung eines Sedimentes.

Formation: ein Schichtkomplex, der nach Lagerung, Struktur, relativem Alter und Versteinerungen zusammengehört.

Fossil, fossil: Versteinerung, versteinert.

Glaukonit: dunkelgrünes, nur marin gebildetes Mineral: Silikat.

Hangendes, hangend und Liegendes, liegend: über und unter einer zu betrachtenden Gesteinsschicht liegendes Gestein.

Harnisch: durch Bewegung Gestein gegen Gestein erzeugte Schrammung mit Rutschstreifen, oft blank poliert.

humid: feuchtes Klima.

Isostasie, isostatisch: Einspielen eines Schweregleichgewichtszustandes einzelner Schollen der Erdrinde.

Kalk, Kalkstein: Gestein, bis zu 100 Prozent aus $CaCO_3$ (Calcit) bestehend.

Konglomerat: verfestigter Schotter, dessen Gerölle gerundet sind (Nagelfluh).

Brekzie (Breccie): verfestigtes Trümmergestein, dessen Bruchstücke eckig-kantig sind.

konkordante Lagerung, Konkordanz, konkordant: ungestörte Übereinanderlagerung verschiedener Schichten gleichen Streichens und Fallens.

Konkretion: unregelmässig geformte (kugelig, knollig, linsenförmig, plattig) aus andern Mineralien zusammengesetzter Körper im Gestein. Bildung durch zirkulierende Lösungen.

Leitfossil: tierische oder pflanzliche Versteinerung von kurzlebigen Arten oder Gattungen und weiter flächenhafter Ausdehnung, daher für einen bestimmten geologischen Zeitabschnitt «leitend».

Lithoralfazies: Küstenfazies.

Lithostratigraphie: Unterteilung der Schichtglieder mit petrographischen Methoden.

marin: im Meer entstanden, im Meere lebend.

Mergel: Sedimentgestein mit bestimmtem Mischungsverhältnis von Kalk und Ton.

Metamorphose, metamorph: Umwandlung der Gesteine, umgewandelt.

Molasse: allgemein: Bezeichnung für die Sedimente der Randsenken von Gebirgen, im besonderen: die Sedimente der tertiären Schichten der nördlichen Saumtiefe der Alpen.

Mollusken: Weichtiere mit Schalen: Schnecken, Muscheln, Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden.

neritisch: Flachmeersedimente.

Oolith: «Eierstein», aus Ooïden bestehendes Gestein, an Fischrogen erinnernd (Rogenstein).

pelagische Sedimente: Sedimente des tieferen Schelfmeeres (Hochsee), abyssische Sedimente: Tiefseesedimente.

Petrefakt: Versteinerung.

porphyrisches Gestein: ein Mineral eines Gesteins (meist Feldspat) ist grösser gewachsen als die Minerale der Hauptmasse.

Sander (Sandr): um die Endmoränen der Gletscher abgelagerte Schotterfläche.

Schelf: Flachseebereich bis 200 m Wassertiefe. Er wird zur Festlandscholle gerechnet.

Schill: Anhäufung von Schalen, Klappen, Gehäusen von Organismen.

Schillkalk: Anreicherung von unversehrten Molluskengehäusen in Kalkstein.

Sediment, Sedimentgestein: Absatz-, Ablagerungsgestein.

Silex (Flint, Feuerstein): mehr oder weniger reines mikro- bis kryptokristallines Quarzgestein.

Spat, spätig, Spatkalk: grob- oder feinkristalliner Kalkstein mit sichtbaren Spaltflächen des Calcits.

Stratigraphie: Schichtbeschreibung.

Streichen der Schichten: der Winkel, den eine auf einer geneigten Schichtfläche waagrechte Linie mit der Nord-Südrichtung bildet. Darstellung: ——— / ——— 60°E.

Subsidenz: grossräumige Senkung.

Synklinale: Mulde der Falten einer Gesteinsschicht.

Tektonik, tektonisch: Lehre vom Bau der Erdkruste und den Bewegungen, die diesen erzeugt haben.

terrigen: vom Festland ins Meer gelangtes Material.

Transgression: Vorrücken des Meeres in Landgebiete. Gegenteil: Regression: Rückzug des Meeres, entstanden entweder durch Schwankungen des Meeresspiegels oder durch tektonische Hebung oder Senkung der Landgebiete.

zoogen: von Tieren abstammend, *phytogen:* von Pflanzen abstammend.

Literaturverzeichnis

Baumberger, E. (1911): Kurze Darstellung der geologischen Geschichte des Geländes zwischen Emme und Önz.
Mitt. Natf. Ges. Bern, 1910, 198–209.

Baumberger, E. (1903): Über die Molasse im Seeland und im Bucheggberg.
Verh. Natf. Ges. Basel, 15, 317–328.

Beck, H. (1957): Glazialmorphologische Untersuchungen in der Gegend von Solothurn.
Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 18, 6–80.

Bitterli, P. und Strub, G. (1975): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft ins Balmberggebiet.
Eclogae geol. Helv. 68/3, 677–682.

Bläsi, H. R. (1980): Die Ablagerungsverhältnisse des «Portlandien» im schweizerischen und französischen Jura.
Diss. Universität Bern.

Bolliger, W. und Burri, P. (1967): Versuch einer Zeitkorrelation zwischen Plattformcarbonaten und tiefmarinen Sedimenten mit Hilfe von Quarz-Feldspat-Schüttungen (mittlerer Malm des Schweizer Jura).
Eclogae geol. Helv. 60/2, 491–507.

Bolliger, W. und Burri, P. (1970): Sedimentologie von Schelfcarbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura.
Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 140. Lief., 1–96.

Brianza, M. (1977): Zur Geologie der Weissensteinkette in der Umgebung des Balmberges.
Diplomarbeit Universität Basel (nicht veröffentlicht).

Buxtorf, A. (1911): Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weissensteinkette.
Ztschr. Deutsche Geol. Ges. 63, 337–371.

Buxtorf, A. (1934): Geol. Führer der Schweiz. Exkursion Nr. 36: Weissenstein bei Solothurn.
Schweiz. Geol. Ges., B. Wepf & Cie, Basel.

Buxtorf, A., Künzli, E., Rollier, L. (1908): Geologische Beschreibung des Weissensteintunnels und seiner Umgebung.
Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 21. Lief., 1–148.

Disler, C. (1941): Stratigraphischer Führer durch die geologischen Formationen im Gebiet zwischen Aare, Birs und Rhein.
Verlag B. Wepf & Cie, Basel.

Erni, A. (1910): Das Rhät im schweizerischen Jura.
Eclogae geol. Helv., 11, 5–54.

Erni, A. (1934): Zur Stratigraphie und Paläontologie des Callovien und Oxfordien im Weissensteingebiet.
Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 10, 107–144.

Erni, A. (1941): Ein Tertiäraufschluss am Südfuss der Balmfluh bei Solothurn.
Eclogae geol. Helv., 34/2, 209–219.

Eysinga, F.W.B. van (1978): Geological Time Table.
Elsevier scientific publishing Company, Amsterdam.

Favre, A. (1883): Sur l'ancien lac de Soleure.
Arch. Sci, phys. nat. Genève (3), 10, 411–412, 532, 601–607.

Fischer, H. und Luterbacher, H.P. (1963): Das Mesozoikum der Bohrungen Courtion 1 und Altishofen 1.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 115. Lief., 1–40.

Frey, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 137. Lief., 1–160.

Gygi, R.A. (1969): Zur Stratigraphie der Oxfordstufe der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 136. Lief., 1–123.

Gygi, R., Bolliger, W., Burri, P. (1966): Bericht über die Exkursion der schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Aargauer, Solothurner und Berner Jura vom 3.–5. Okt. 1966.
Eclogae geol. Helv., 59/2, 967–976.

Heim, Alb. (1919): Geologie der Schweiz, Bd. 1.
Verlag Tauchnitz, Leipzig.

Hofmann, Fr. (1959): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken.
Ber. St. Gall. natwiss. Ges., 76, 49–76.

Künzli, E. (1925): Unsere heimatliche Landschaft.
Mitt. Töpferges. Solothurn.

Künzli, E. (1949): Die Landschaften und ihr Bau. Aus: Der Kanton Solothurn, ein Heimatbuch.
Buchdruckerei Gassmann AG, Solothurn.

Künzli, E. (1952): Der geologische Aufbau des Weissensteins. In: Der Weissenstein bei Solothurn, Natur und Geschichte unseres Heimatberges.
Buchdruckerei Union AG, Solothurn.

Lang, Fr. (1858): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Solothurn.
Verh. schweiz. Natf. Ges. 43 (Bern), 55–57.

Lang, Fr. (1863): Geologische Skizze der Umgebung von Solothurn.
Verlag Scherer'sche Buchhandlung, Solothurn.

Lang, Fr. (1867): Die Steinbrüche von Solothurn.
N. Denkschr. schweiz. Ges. Natwiss., 22, 5–23.

Lang, Fr. (1885): Die Einsiedelei und die Steinbrüche von Solothurn.
Njbl. Töpferges. Solothurn.

Laubscher, HP. (1965): Ein kinematisches Modell der Jurafaltung.
Eclogae geol. Helv., 58/1, 231–318.

Ledermann, H. (1978): Erläuterungen zu Bl. 1127 (Solothurn), Bl. 72 des Geol. Atlas der Schweiz, 1–36.
Schweiz. Geol. Kommission.

Lüdi, W. (1935): Das Grosse Moos im westschweizerischen Seeland und die Geschichte seiner Entstehung.
Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 11, 5–344.

Merki, P. (1961): Der obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura.
Eclogae geol. Helv. 54/1, 137–219.

Mollet, H. (1944): Eine Abflussrinne der letzten Eiszeit westlich Solothurn.
Eclogae geol. Helv. 37/2, 422–423.

Mühlberg, F. (1911): Bemerkungen über den diluvialen See von Solothurn.
Eclogae geol. Helv. 11/6, 732–733.

Nussbaum, F. (1951): Zur Kenntnis der Eiszeitbildungen der Umgebung von Solothurn.
Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 16, 1–44.

Schmassmann, Hj. (1944): Stratigraphie des mittleren Doggers der Nordschweiz.
Tätigk.-Ber. natf. Ges. Baselland, 14, 13–180.

Schweiz. Geol. Ges. (1934): Geologischer Führer der Schweiz.
Verlag B. Wepf, Basel.

Staehelin, P. (1924): Geologie der Juraketten bei Welschenrohr.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 55. Lief., 1–46.
Stäuble, A.J. (1959): Zur Stratigraphie des Callovien im zentralen Schweizer Jura.
Eclogae geol. Helv. 52/1, 57–176.
Thalmann, H.K. (1966): Zur Stratigraphie des obern Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura.
Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 22, 3–126.
Welten, M. (1944): Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen am Faulenseemoos bei Spiez.
Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 21, 1–201.
Welten, M. (1946): Pollenprofil Burgaeschi, ein Standardprofil aus dem solothurnisch-bernischen Mittelland.
Veröff. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 1946, 101–111.
Wiedenmayer, C. (1923): Geologie der Juraketten zwischen Balsthal und Wangen a/A.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 48. Lief., 1–37.
Wiesli, U. (1969): Geographie des Kantons Solothurn.
Kantonaler Lehrmittelverlag, Solothurn.
Ziegler, M.A. (1962): Beiträge zur Kenntnis des untern Malm im zentralen Schweizer Jura.
Diss. Universität Zürich.
Ziegler, P. A. (1956): Zur Stratigraphie des Sequanien im zentralen Schweizer Jura.
Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 102. Lief., 37–101.
Zimmermann, H. (1963): Die Eiszeit im westlichen zentralen Mittelland.
Mitt. Natf. Ges. Solothurn, 21, 1–143.

Inhalt

Vorwort 3

Geologie der Region Solothurn 5

Mesozoikum – Erdmittelalter 9

Schichtbeschreibungen 9
Bildungen der Trias-Periode 10
Muschelkalkformation 11
Keuper 13
Bildungen der Jura-Periode 14
Lias – Schwarzer Jura 16
Dogger – Brauner Jura 18
Malm – Weisser Jura 22
Kreide-Periode 31

Bau der Juraketten in der Region Solothurn 32

Weissensteinkette 32
St.-Verena-Kette 35

Neozoikum – Erdneuzeit 37

Schichtbeschreibungen 37
Tertiär-Periode 37
Siderolithikum 37
Molassezeit 39

Bau der Molasse 47

Quartär-Periode 47
Die Eiszeiten (Pleistocaen) 47
Die Nacheiszeit (Holocaen) 52

Führer zum Geologischen Wanderweg über die Weissensteinkette 57

Erklärung fachwissenschaftlicher Ausdrücke 77

Literaturverzeichnis 83

TAFEL 1

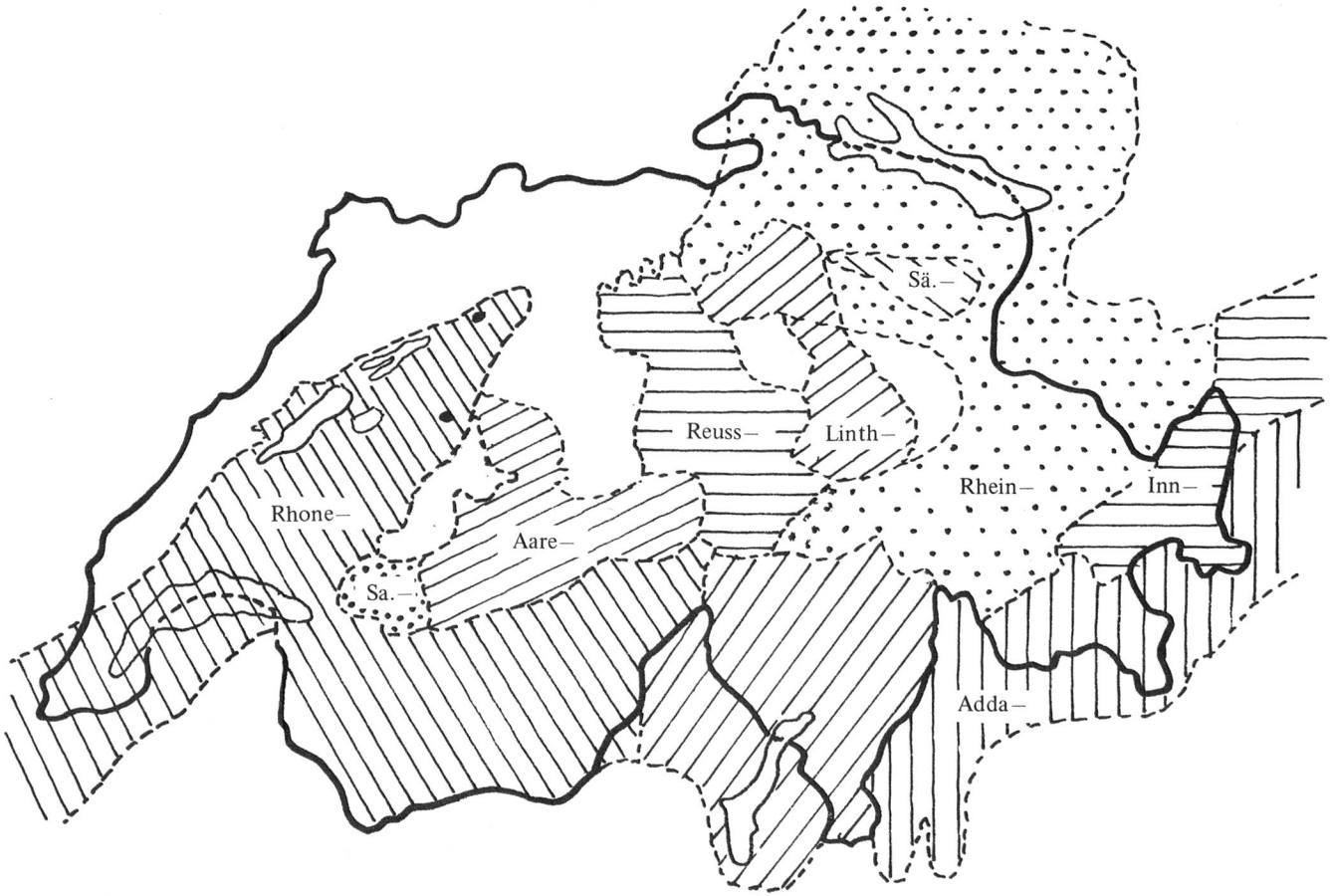
Gletscherschliff und Gletschermühlen

Steinbruch Kreuzen (Koord. 607.060/230.070)
(LK Bl. 1107)

Gletscherschliffe entstehen durch mitgeschleiften Gletscherschutt zwischen dem fliessenden Eis und der Kalksteinfläche (Fliessrichtung N 65° E).

Gletschermühlen: Am Grunde des Eises durch Wasserstrudel bewegte Gesteinsblöcke schleifen Vertiefungen in den Kalkstein. Oft findet man noch den rundlich geschliffenen Block in den Strudellöchern (z.B. Gletschergarten Luzern, Gletschermühlen am Malojapass).

Nördlich gegenüber (Felswand) sind die "Solothurner Schildkrötenkalke" im oberen Drittel der Reuchenette-Formation sichtbar.



Die würmzeitlichen Gletscher
Grösste Ausdehnungen vor 20 – 25'000 Jahren

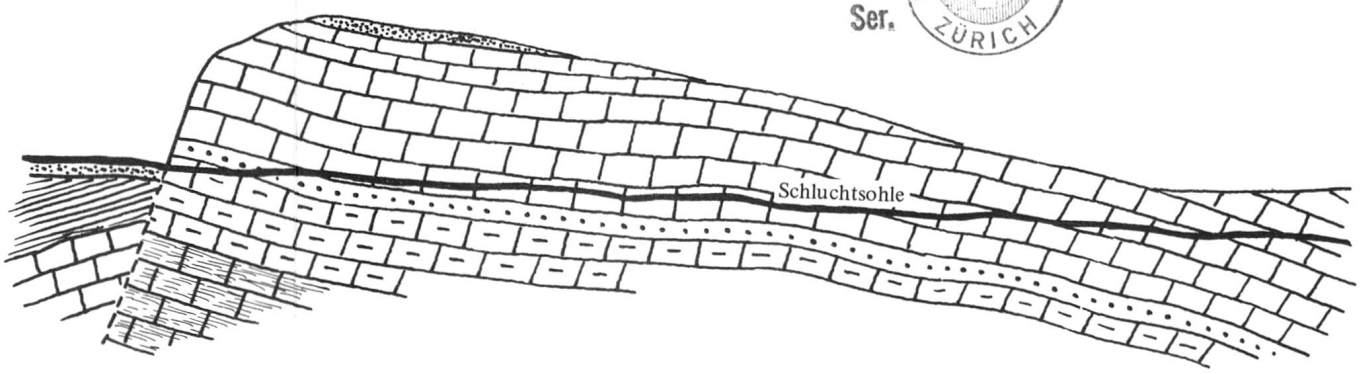
P 82 038 . 30

Martinsfluh-Verwerfung

Fuss der Martinsfluh (Koord. 607.225/230.500)
(LK Bl. 1107)

Der Nordwest-Schenkel des Verenagewölbes ist versunken und unter Moräne (+ vermutlich Molasse) verborgen (Scheitelbruch, Sprunghöhe über 100 m).

Die unteren 20 m der Wand sind weisser **Verenaoolith** des mittleren Malm (oberste Schichten der Balsthaler-Formation, nach neuer Unterteilung oberstes Oxfordien). Typuslokalität ist die Felsnische hinter der Martinskirche. Weil das Gestein kein typischer Oolith ist, wird der Name **Verenaschichten** vorgeschlagen. Alter etwa 152 Millionen Jahre.



ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Ser.

TAFEL 3

Erratischer Block (Findling)

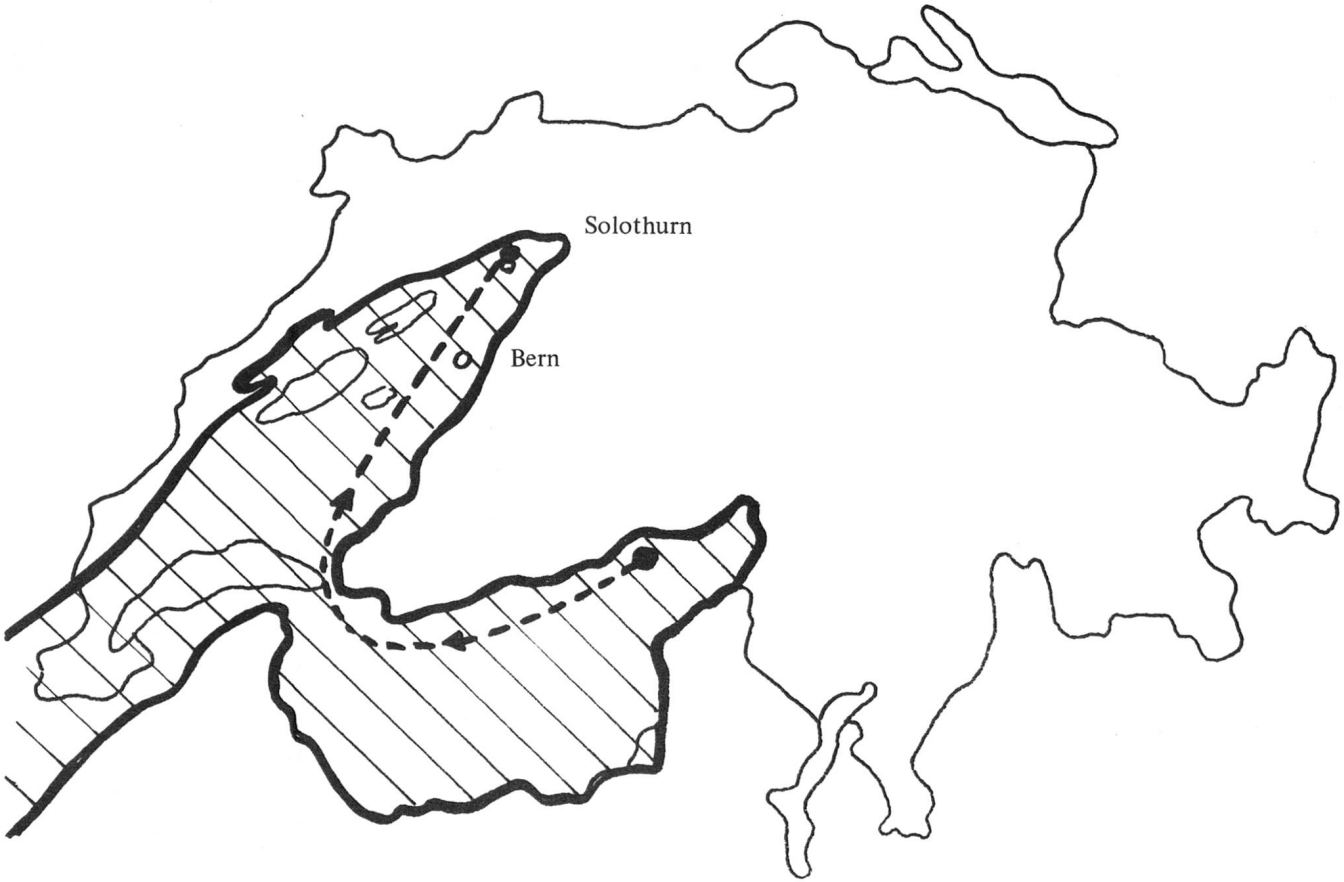
Lirenrain (Koord. 608.020/232.000)
(LK Bl. 1107)

Leicht porphyrischer **Aaregranit**, vermutlich aus dem Aletschgebiet im Oberwallis.

Vor ca. 30'000 Jahren auf dem Rücken des Rhonegletschers in unsere Gegend gelangt.

Dauer der Reise nach gemessener Fliessgeschwindigkeit des Eises im Aletschgletscher – ein Eiskorn benötigt für die 24 km lange Strecke Jungfraujoch bis Gletscherende 450 Jahre – vermutlich 4000 – 5000 Jahre.

Alter des Gesteins ca. 280 Millionen Jahre (Bildung im Oberkarbon).



Der würmzeitliche Rhonegletscher
Grösste Ausdehnung vor 20 – 25'000 Jahren

← Weg des Findlings (240 km)

P82 038:30

TAFEL 4

Alt-Tertiär-Aufschluss (Eocaen)

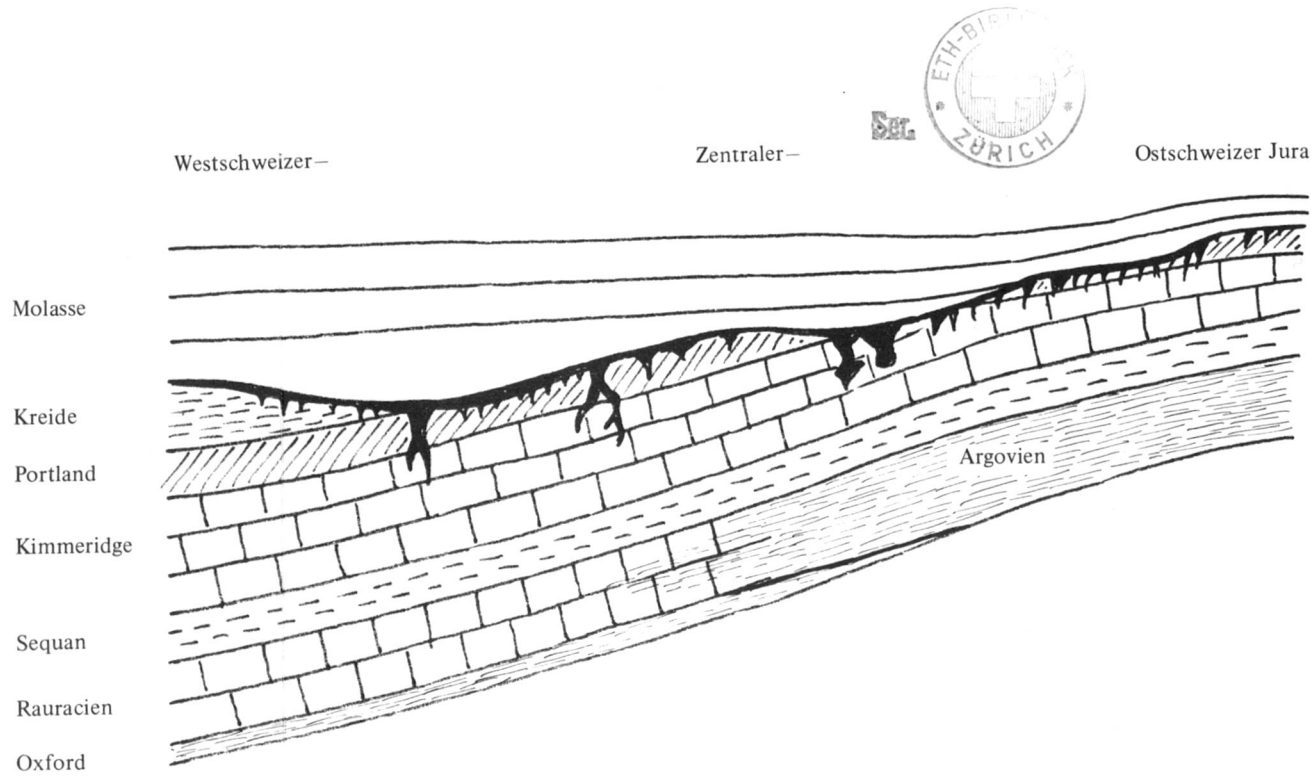
Lirenrain (Koord. 608.410/232.090)
(LK Bl. 1107)

Roter **Boluston** mit vereinzelten Bohnerzknöllchen, besonders in der Mittelschicht auch fleckenhaft gelblich und sandig (Übergang zu Huppererde), über einer Karstfläche des Kimmeridgekalkes.

Diese alt-tertiären Schichten, auch Siderolithikum oder Bohnerz-Formation genannt, sind das festländische Rückstandssediment der jüngsten Malmkalke und event. Kreideschichten der grossen Schichtlücke.

Alter etwa 50 Millionen Jahre.

Die Martinsfluh-Verwerfung hat hier noch eine Sprunghöhe von etwa 10 m.



Auflagerung der Bohnerzformation im Schweizer Jura

ETH-Bibl. ZÜRICH

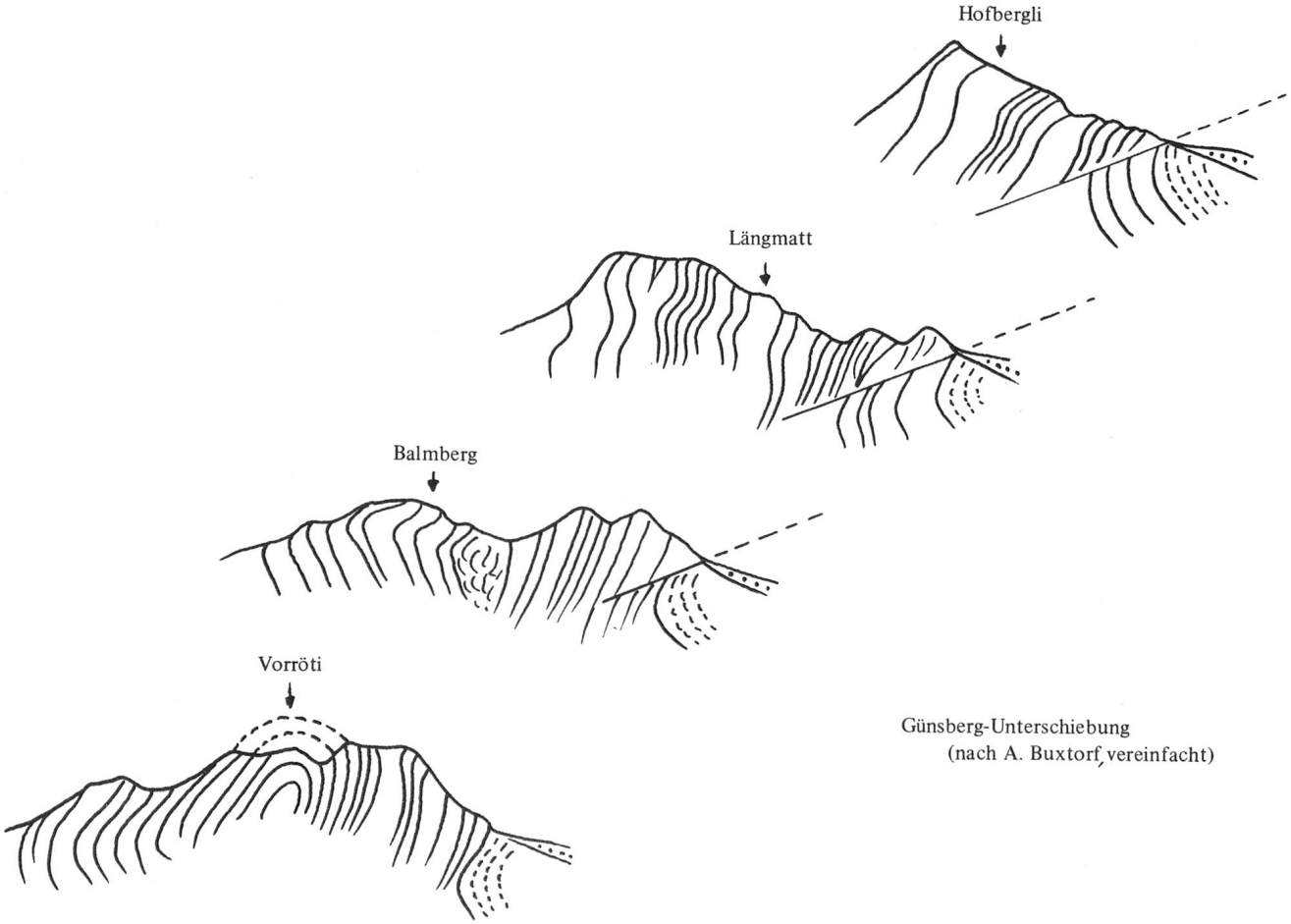
TAFEL 5

Unterschiebungs-Harnischfläche

Balmklus (Koord. 608.980/234.120)
(LK Bl. 1107)

Sie liegt innerhalb der Kimmeridgekalke in Richtung $\frac{360^{o}}{/45^{o}\,W}$. Die N–S verlaufende, nach Westen einfallende Rutschfläche deutet den westlichen Ausklang der grossen Günsberg-Unterschiebung und -Rückfaltung der Weissensteinkette an. Etwa 20 m nördlich streichen die Verenaschichten durch, tektonische Richtungen $\frac{48^{o}\,E}{/80^{o}\,N}$

In der Erosionsrinne des Zwischenberges (~ 120 m nördlich) liegen der Untere Malm (Wildegg-Formation + Oxfordtone) und der obere Dogger (Callovien) unter Schutt verborgen.



Günsberg-Unterschiebung
(nach A. Buxtorf, vereinfacht)

P82 038: 30

TAFEL 6

Sauzei-Schichten des unteren Doggers

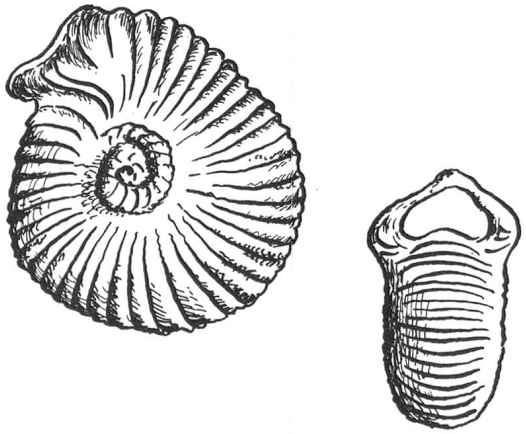
Balmklus (Koord.608.840/234.290)
(LK Bl.1107)

Spätiger, eisenschüssiger Kalkstein des Südschenkels der Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{75^{o}E}{/45^{o}N}$ bis $\frac{75^{o}E}{/15^{o}N}$ mit Längsbrüchen.

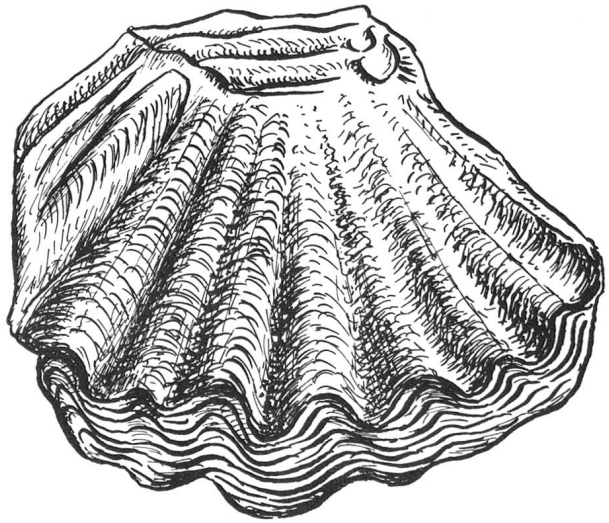
Alter etwa 170 Millionen Jahre.

Die streichende Fortsetzung westlich des Baches ist die von der Rötifluh herabsteigende Rippe des unteren **Hauptrogensteines** des mittleren Doggers. Der Bach fliesst hier entlang einer N–S–Versetzung der Schichten um etwa 60 m.

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH Ser.



Otoites sauzei
(Ammonit)



Alectryonia flabelloides
(Auster)

TAFEL 7

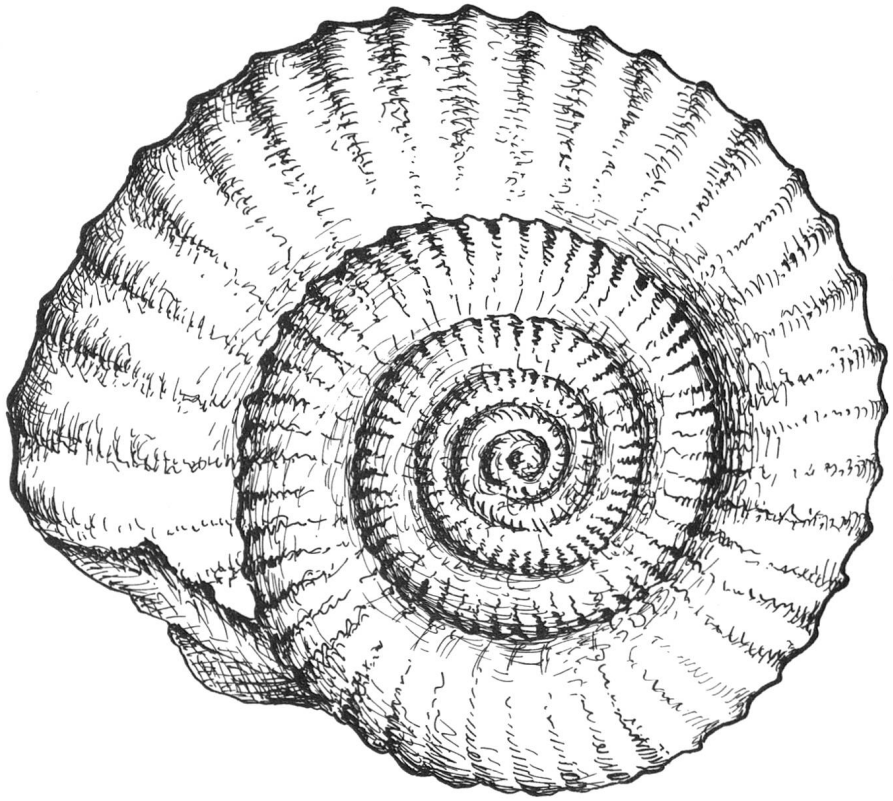
Kalkstein und Sandkalke des untern Lias

Neue Balmbergstrasse (Koord. 609.040/234.390)
(LK Bl. 1107)

Vollständiges Profil des untern Lias des Südschenkels der Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{86^{o}\ E}{/65^{o}\ N}$ = nach Süden überkippte, verkehrt liegende Schichten – die jüngeren Schichten liegen **unter** den älteren. Die unterste Liasschicht (Insektenmergel – dunkle, graue Mergel, in unserer Region fossilleer) ist nicht aufgeschlossen. Sichtbar sind 3 m Cardinienbänke – sandig-kieselige Kalkbänke – überlagert vom Gryphiten- oder Arietitenkalk (~ 20 m). Die unteren 4 m führen massenhaft die Greifmuschel Gryphaea arcuata, darüber – wegen der Überkippung darunter – sandiger, glimmerführender Kalkstein (~ 10 m) und noch 6 m Sandkalke mit Silexkonkretionen.

Alter etwa 180 Millionen Jahre.

Gryphaea arcuata
(Greifmuschel)



Arietites
(Ammonit)

P82 038: 30

TAFEL 8

Untere Keuperschichten

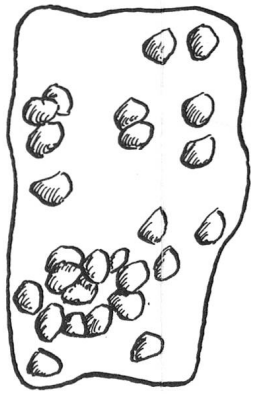
Forstweg, etwa 50 m östlich
neuer Balmbergstrasse (Koord. 609.070/234.450)
(LK Bl. 1107)

Profil des unteren Keupers des Südschenkels der überkippten Rötifalte. Die Schichten waren während des Wegbaues 1976 instruktiv aufgeschlossen: unter dem obersten Trigonodusdolomit der Muschelkalk-Formation etwa 2 m Estherienschiefer, dunkle, schiefrige Tone, etwa 4 m Grenzdolomit, dickbankige Dolomite mit Drusen, und die untersten Lagen des Gipskeupers (= mittlerer Keuper). Eine Kontrolle 1980 erwies leider, dass nur noch der Trigonodusdolomit ohne Schürfung sichtbar ist.

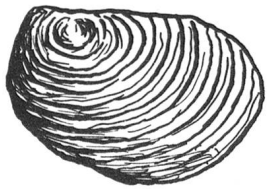
Alter etwa 200 Millionen Jahre.

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Ser.

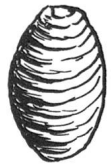
Estheria minuta
(Muschel)



nat. Grösse



6:1



Lingula tenuissima
(Muschel)

TAFEL 9

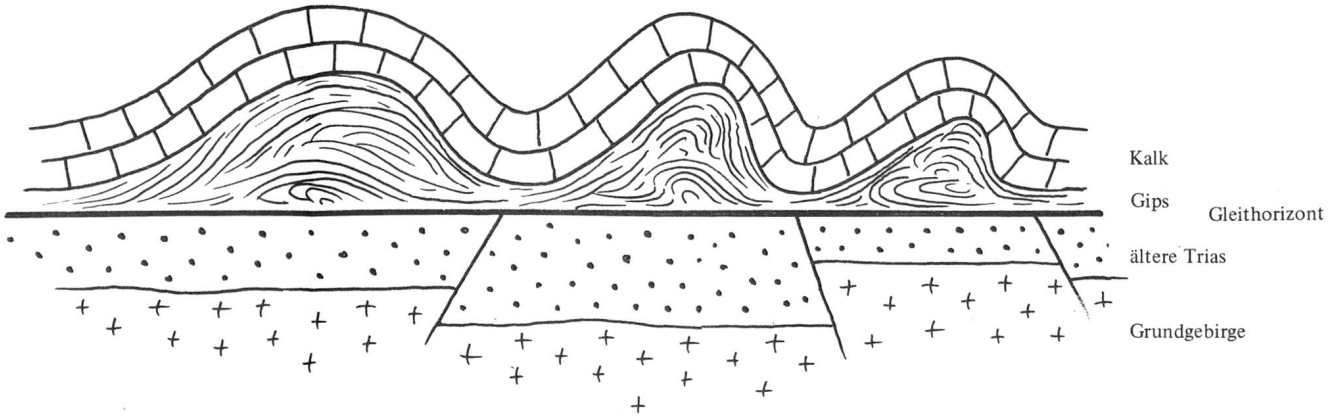
Gips-Aufschluss

Etwa 60 m östlich neuer
Balmbergstrasse (Koord. 608.910/234.540)
(LK Bl. 1107)

Tiefste, älteste erschlossene Schicht des Faltenkernes (Anhydritgruppe der Muschelkalk-Formation).

In keinem Juratunnel sind ältere Schichten durchfahren worden. Über diesem Gleithorizont sind während der Jurafaltung alle jüngeren Schichten abgeschert und zum Kettenjura gefaltet worden. Die dünnplattigen Dolomite im Dach gehören noch zur Anhydritgruppe.

Alter etwa 215 Millionen Jahre.



P82 038: 30

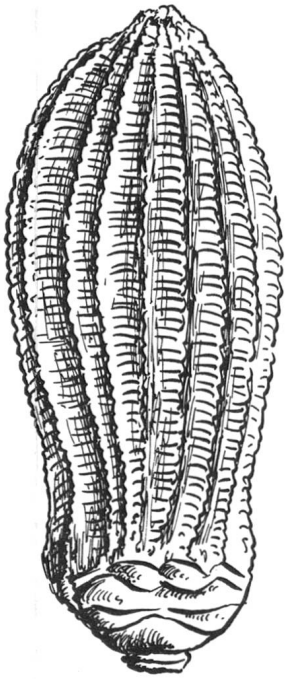
Muschelkalk-Formation

Neue Balmbergstrasse (Koord. 608.775/234.650)
(LK Bl. 1107)

Profil des oberen Muschelkalkes im Nordschenkel der überkippten Rötifalte. Tektonische Richtungen $\frac{92^{o}\,E}{/80^{o}\,N}$.

Über dem Gips folgt nordwärts – noch zur Anhydritgruppe gehörend – Dolomit, etwa mit Feuersteinknollen, darüber hellgraue Kalkbänke, oft oolithisch, dolomitisch, einzelne Bänke ganz aus Encrinus-Stielgliedern gebildet (= Trochitenkalk), darüber gut geschichtete rauchgraue Kalke (= Plattenkalk), dicht bis oolithisch bis kristallin, Silexkonkretionen im mittleren Niveau, darüber Trigonodusdolomit, poröser, kristalliner und oolithischer Dolomit, etwa mit Chalcedon.

Alter etwa 210 Millionen Jahre.



Encrinus liliiformis
(Seelilie)

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Bel.

Trigonodus sandbergeri
(Muschel)

TAFEL 11

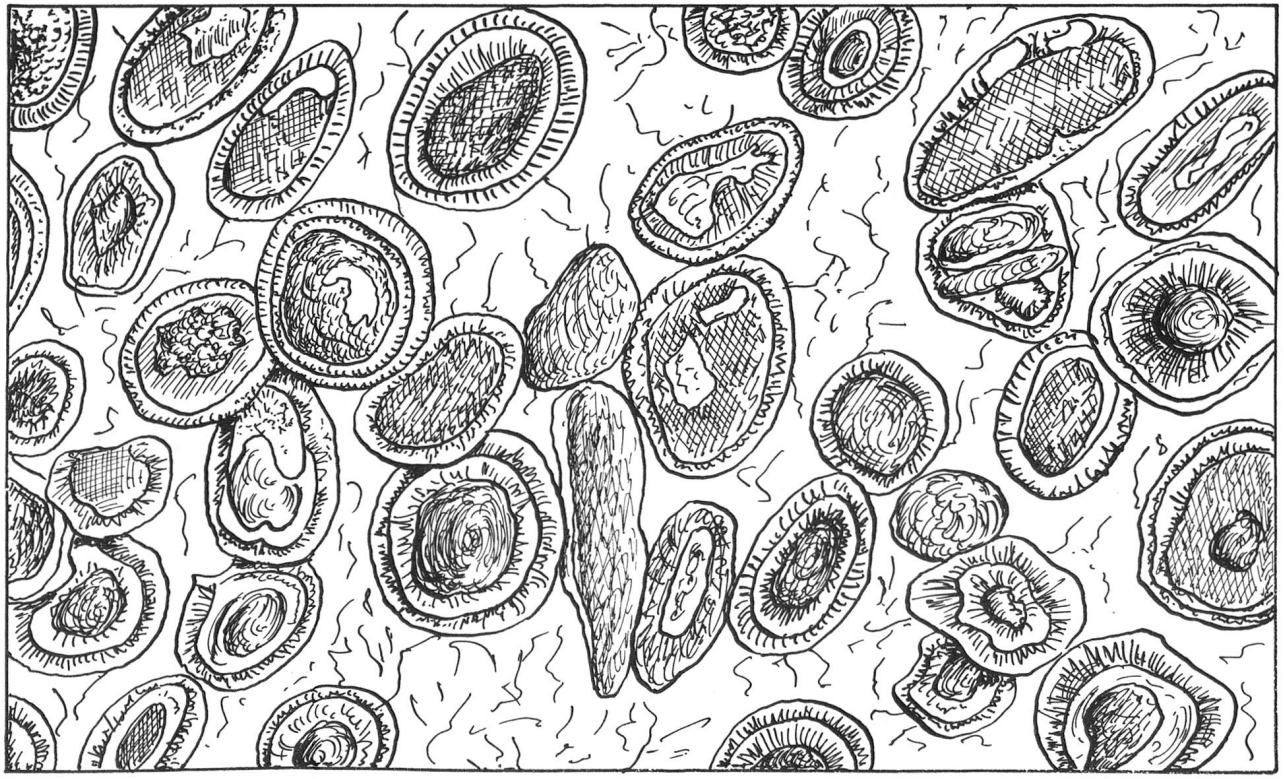
Unterer Hauptrogenstein

Wanderweg Längmatt-
Hofbergli (Koord. 609.320/235.100)
(LK Bl. 1107)

Leicht bräunlicher, oolithischer Kalkstein. Tektonische Richtungen $\frac{100^{o}\ E}{/80^{o}\ N}$.

Alter etwa 165 Millionen Jahre.

Im Hang südwärts abfallend liegen unter Schutt die braunen Kalke des untern Doggers.



Dünnschliff eines Rogensteines
(Oolith) 30-fach

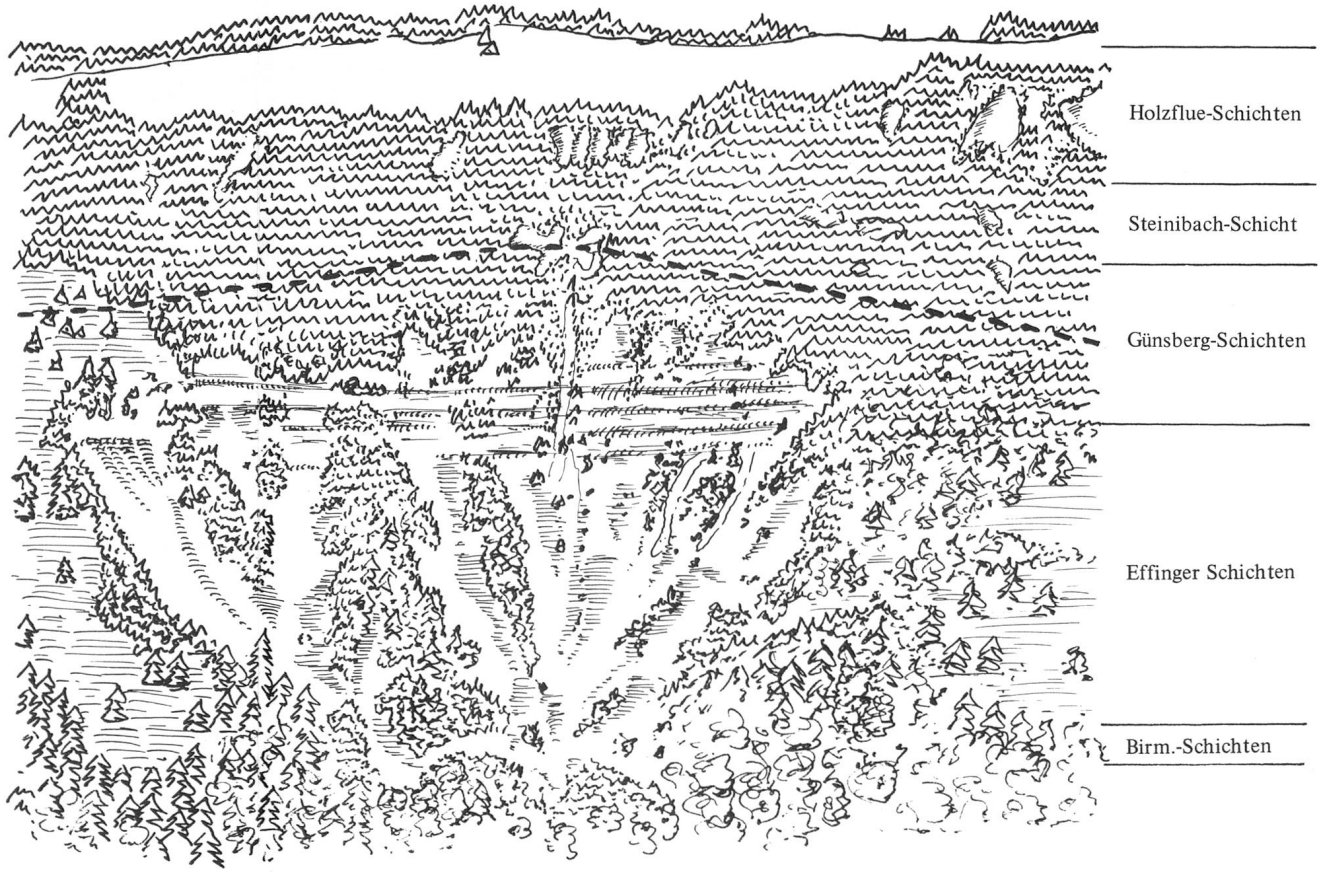
P82 038: 30

Sicht auf das "Gschlief" (Skizze nach Flugaufnahme)

Wanderweg Längmatt-Hofbergli (Koord. 609.670/235.300) (LK Bl. 1107)

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH Ser.

Aufschluss des Oxfordien neuer Definition (Oxfordtone, Wildegg-Formation und Balsthaler-Formation) entsprechend dem Rauracien/Argovien und Sequanien der bisherigen Unterteilung. Der unterste Abschnitt (Oxfordtone) liegt in den unteren Bachstrecken unter Schutt. Aufgeschlossen sind mit kleinen Unterbrüchen (Schutt und Vegetation) die Birmenstorfer- und Effingerschichten (Wildegg-Formation), die unteren und oberen Günsbergschichten mit Zwischenschaltung des Moutier-Korallenkalkes, die Steinibachschicht, der Balmbergoolith (= Holzflueschichten), die Hautes Roches-Algenkalke und der Verenaoolith (Balsthaler-Formation) des Nordschenkels der Rötifalte. Sedimentation des Oxfordien vor 160 – 151 Millionen Jahren. Aufstieg durch das ganze Profil ist nur für Kletterer zu empfehlen.



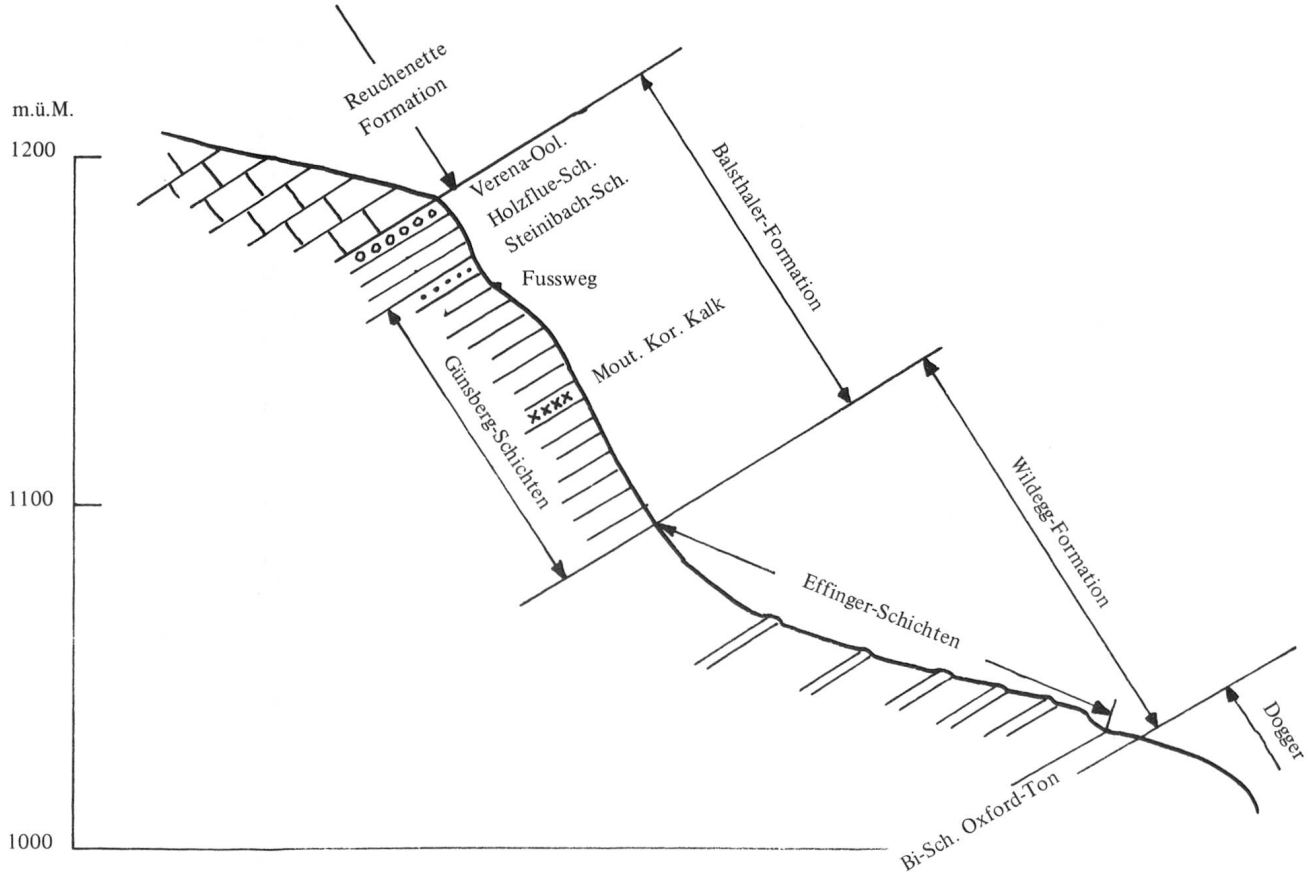
Balsthaler-Formation

Wanderweg Hofbergli-Niederwiler Stierenberg (Koord. 609.490/235.590)
(LK Bl. 1107)

Beim Fussweg und unterhalb stehen die oberen Günsbergschichten, der Moutier-Korallenkalk und die unteren Günsbergschichten an. Alter etwa 155 Millionen Jahre (Balsthaler-Formation).

Im tiefern Kessel liegen die Effinger- und Birmenstorferschichten (Wildegg-Formation). Alter etwa 158 Millionen Jahre. Über dem Fussweg folgen in der Felswand von unten nach oben die Steinibachschicht (= oberste Günsbergschichten), der Balmberg-Oolith (= Holzflueschichten), die Hautes Roches–Algenkalke und der Verenaoolith (Balsthaler-Formation). Tektonische Richtungen $\frac{70^{\circ}\,E}{/30^{\circ}\,N}$ im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 152 Millionen Jahre.



P82 038: 30

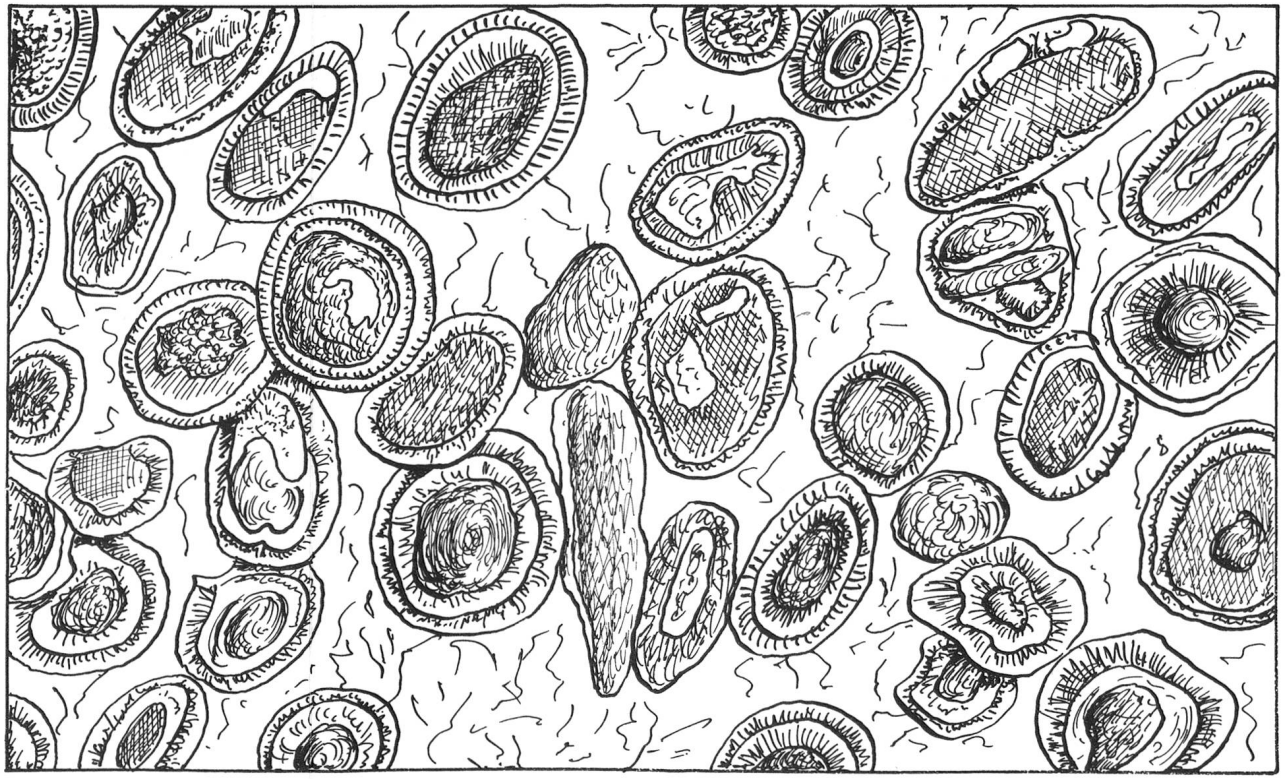
ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH Ser.

Unterer Hauptrogenstein

Forstweg Bödeli - Schofgraben (Koord. 607.000/234.730)
(LK Bl. 1107)

Leicht bräunlicher oolithischer Kalkstein, ein neritisches Sediment (Flachmeerablagerung). Tektonische Richtungen ——— 60° E /40° N im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 165 Millionen Jahre.



Dünnschliff eines Rogensteines
(Oolith) 30-fach

TAFEL 15

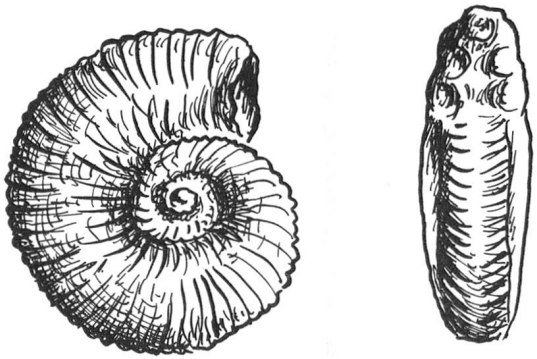
Oberer Hauptrogenstein

Forstweg Bödeli-Schofgraben (Koord. 606.850/234.700)
(LK Bl. 1107)

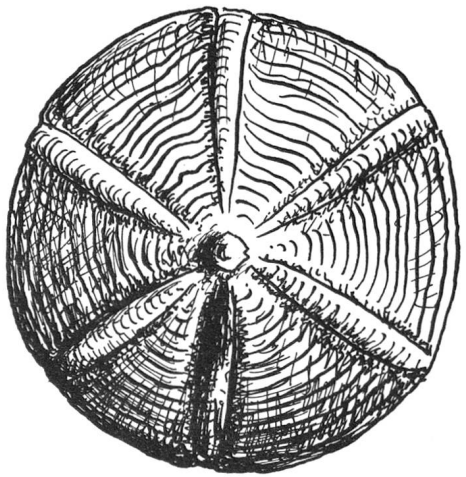
Leicht bräunlicher oolithischer Kalkstein im Wechsel mit weissen Kalken, neritisches Sediment.
Tektonische Richtungen $\frac{64^{o}\,E}{/40^{o}\,N}$ im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 163 Millionen Jahre.

Südlich davon in der Wegspur zieht die Trennschicht zwischen unterem und oberem Hauptrogenstein, die Acuminataschichten (= Homomyenmergel) durch, unter Schutt.



Parkinsonia parkinsoni
(Ammonit)



Clypeus ploti
(Seeigel)

P82 038: 30

TAFEL 16

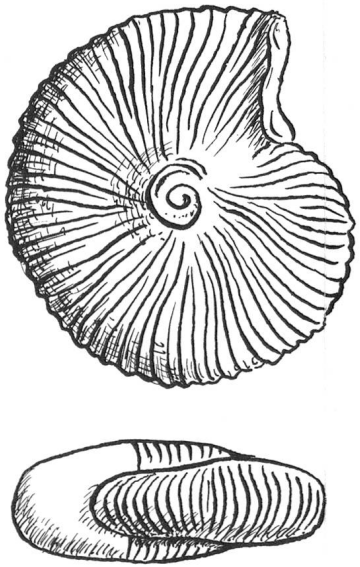
Schichten des untern Callovien

Forstweg Bödeli –
Schofgraben (Koord. 606.675/234.640)
(LK Bl. 1107)

Rostrote, mergelige Kalke mit knolligen Schichtflächen, wechsellagernd mit schiefrigen braunen Mergelschichten. Tektonische Richtungen ——— 55° E / 60° N im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 162 Millionen Jahre.

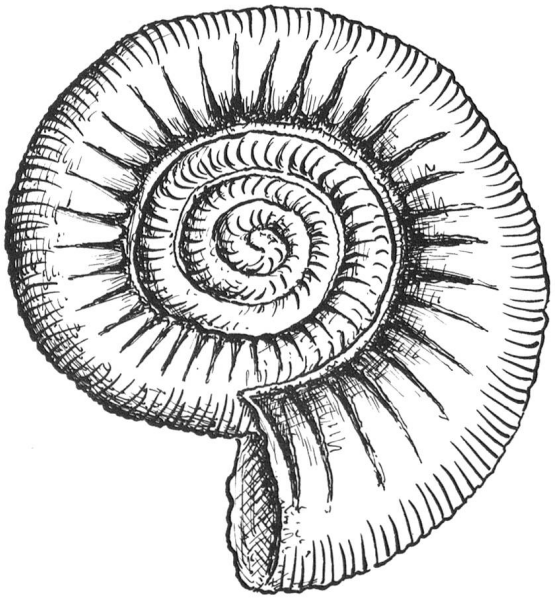
ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Ser.



Macrocephalites macrocephalus
(Ammonit)

Rhynchonella spinosa

Rhynchonella varians
(Lochmuscheln)



Perisphinctes funatus
(Ammonit)

TAFEL 17

Unterer Lias

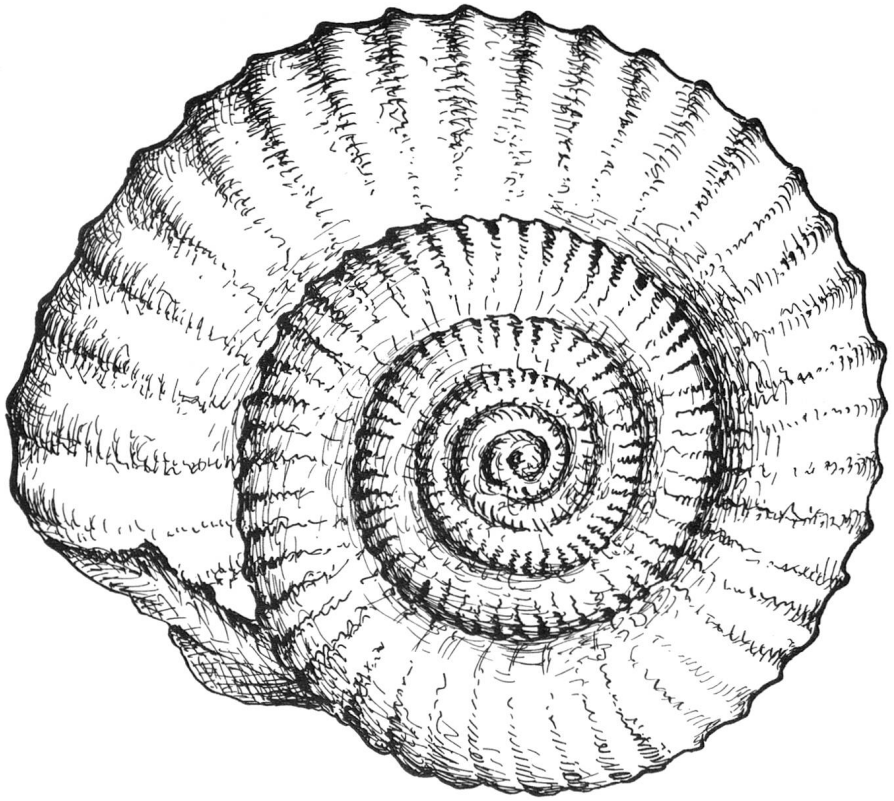
Neue Balmbergstrasse (Koord. 607.600/234.640)
(LK Bl. 1107)

Dunkle Sandkalke (etwa 4 m) mit massenhaft Gryphaea arcuata (Greifmuschel), daher der Name unterer Gryphitenkalk.

Andernorts führt die altersgleiche Schicht auch Arietiten, eine Ammonitengattung, und wird daher auch Arietenkalk genannt. Darüber stehen glimmerführende sandige Kalke an (= mittlerer Gryphitenkalk) und höher Sandkalke mit Silexknollen und -Lagen (= oberer Gryphitenkalk) und schliesslich eigentliche Kalksandsteine. Tektonische Richtungen $\frac{50^{o}E}{/60^{o}\ N}$ im Nordschenkel der Rötifalte.

Sedimentation vor 190 – 180 Millionen Jahren.

Gryphaea arcuata
(Greifmuschel)



Arietites
(Ammonit)

P82 038. 30

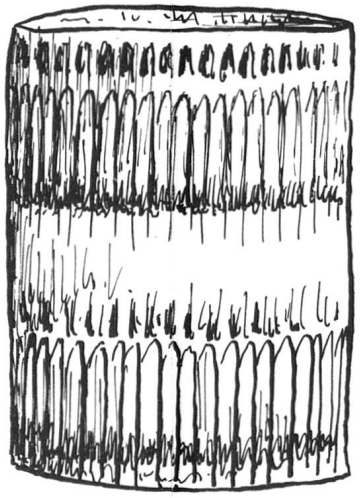
Mergel des mittleren Keupers

Wanderweg Balmberg –
Nesselbodenröti (Koord. 607.320/234.300)
(LK Bl. 1107)

Entlang des Weges sind mehrere Anrisse in bunten Mergeln des Keupers sichtbar, fossilleer.

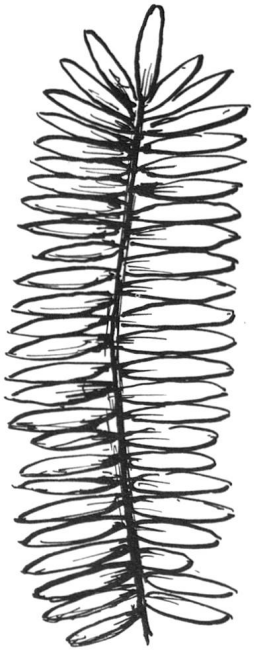
Alter etwa 200 Millionen Jahre.

50 m nördlich und 170 m südlich quert der Weg Erosionsrinnen. Durch diese streichen unter Schutt der obere Keuper (gelbe Mergel und Rhätsandstein) und der unterste Lias (Insektenmergel), weiche, leicht erodierbare Gesteine.



Equisetum arenaceum
(Schachtelhalm)

Ser. ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH



Pterophyllum jaegeri
(Farn)

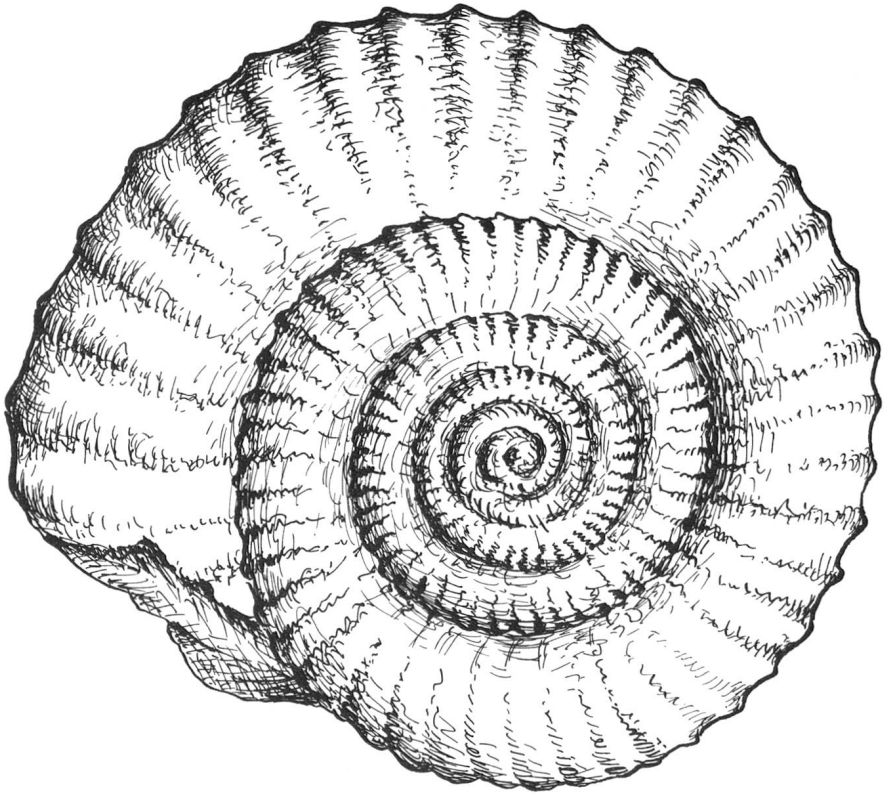
Gryphitenkalk des untern Lias

Wanderweg Balmberg –
Nesselbodenröti (Koord. 607.410/234.170)
(LK Bl. 1107)

Dunkle Kalke und Sandkalke, in einzelnen Schichten massenhaft Gryphaea arcuata (unterer Gryphitenkalk). Tektonische Richtungen $\frac{68^{o}\,E}{/75^{o}\,N}$, umbiegend bis 80° S im Südschenkel der Rötifalte. 10 m südlicher steht bläulichgrauer Sandkalk (= mittlerer Gryphitenkalk) an. Tektonische Richtungen $\frac{75^{o}\,E}{/68^{o}\,S}$

Alter etwa 180 Millionen Jahre (siehe Tafel 17).

Gryphaea arcuata
(Greifmuschel)



Arietites
(Ammonit)

P 82 038: 30

Sicht auf die Schichten des untern und mittleren Doggers (Skizze nach Foto vom Skihaus aus)

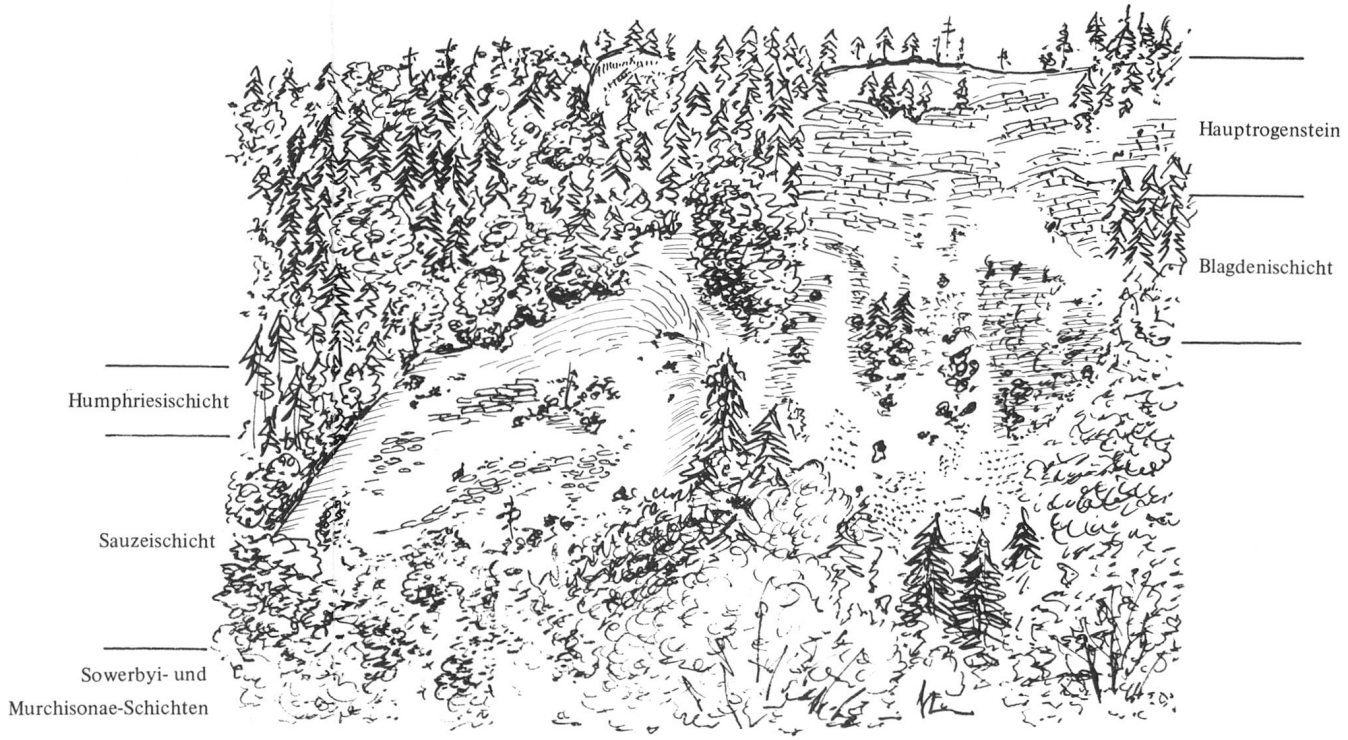
Wanderweg Balmberg–
Nesselbodenröti (Koord. 607.330/234.100)
(LK Bl. 1107)

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Sec.

Die vorwiegend braunen und braunroten Kalke der Murchisonae – (Concavus–), Sauzei– und Humphriesischichten und die helleren Blagdenischichten sind in der Felswand – etwa 100 m südlicher – sichtbar. Einzelne Schichten sind sehr fossilreich. Der Wanderweg quert nach etwa 50 m ein Blockmeer dieser Schichten.

Alter etwa 170 Millionen Jahre.

Durch die Erosionsrinne, in welcher wir stehen, streichen unter Schutt die obersten Liasschichten (Posidonienschiefer – benannt nach Lithoceras jurense) und der Opalinuston (unterster Dogger) des Südschenkels der Rötifalte.

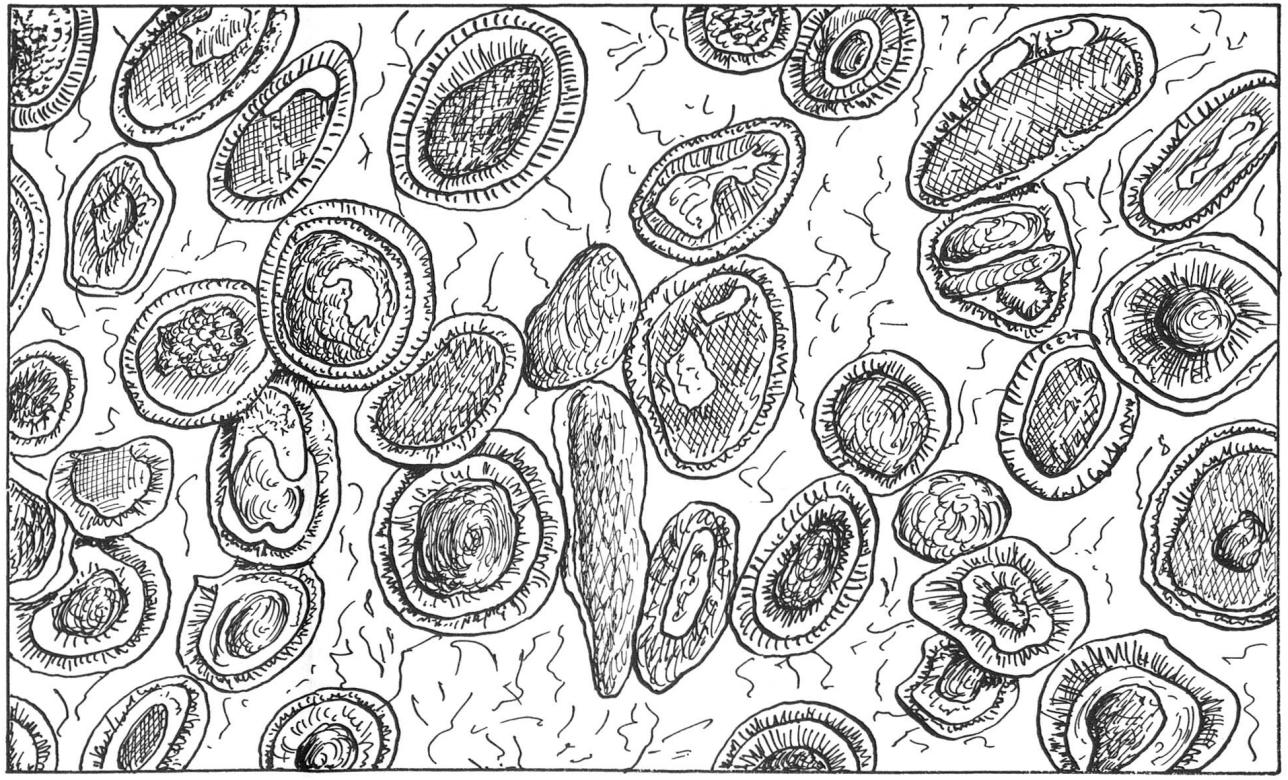


Unterer Hauptrogenstein

Wanderweg Balmberg –
Nesselbodenröti (Koord. 607.640/233.920)
(LK Bl. 1107)

Hellbräunlicher oolithischer Kalkstein. Tektonische Richtungen $\underset{\pm\text{saiger}}{\text{———}}$ 85° E, Fallrichtung wellig wechselnd von 80° S bis 80° N im Südschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 165 Millionen Jahre.



Dünnschliff eines Rogensteines
(Oolith) 30-fach

P82 038: 30

TAFEL 22

Oberer Hauptrogenstein

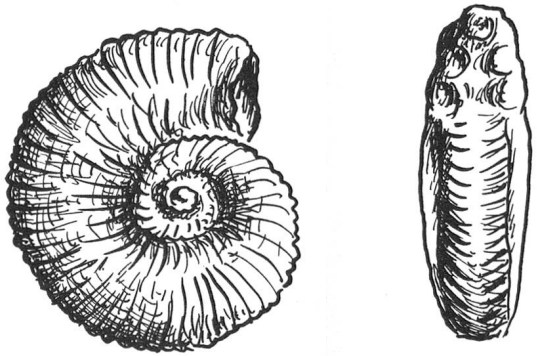
Nesselbodenröti (Koord. 607.730/233.890)
(LK Bl. 1107)

Hellbräunlicher Oolith im Südschenkel der Rötifalte.
Tektonische Richtungen $\frac{\text{———}}{/\pm\text{saiger}}$ 72° E.

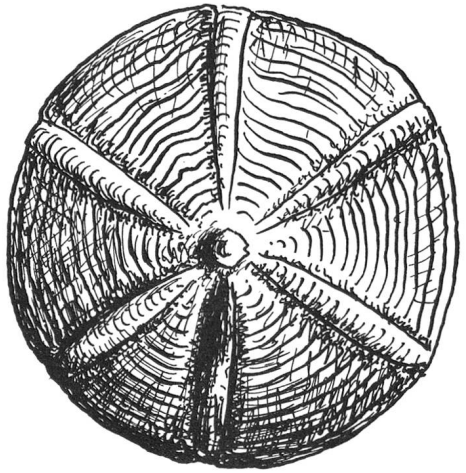
Alter etwa 162 Millionen Jahre.

Durch die Rinne nördlich streichen die Acuminataschichten (benannt nach der kleinen Auster Ostrea acuminata). Diese Schichten heissen auch Homomyenmergel (benannt nach der Muschel Homomya gibbosa).

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Sar.



Parkinsonia parkinsoni
(Ammonit)



Clypeus ploti
(Seeigel)

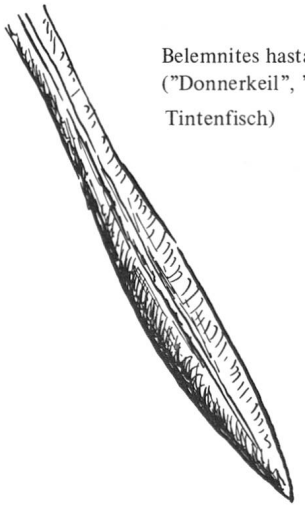
Wildegg-Formation

Nesselbodenröti (Koord. 607.625/233.730)
(LK Bl. 1107)

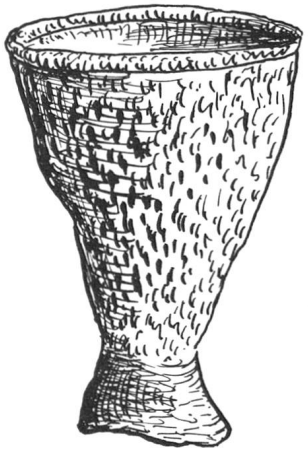
Im Erosionskessel liegen die blaugrauen Effingermergel, durchzogen von einigen dünnen hellen Kalkbänken, am nördlichen obern Hang die Birmenstorfer Schwammkalke.

Sedimentation vor 160 – 156 Millionen Jahren.

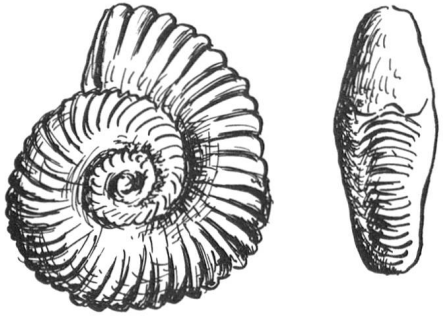
Cnemidiastrum rimulosum
(Schwamm)



Belemnites hastatus
("Donnerkeil", "Teufelsfinger",
Tintenfisch)



Tremadiction reticulatum
(Schwamm)



Peltoceras transversarium
(Ammonit)

P 82 038: 30

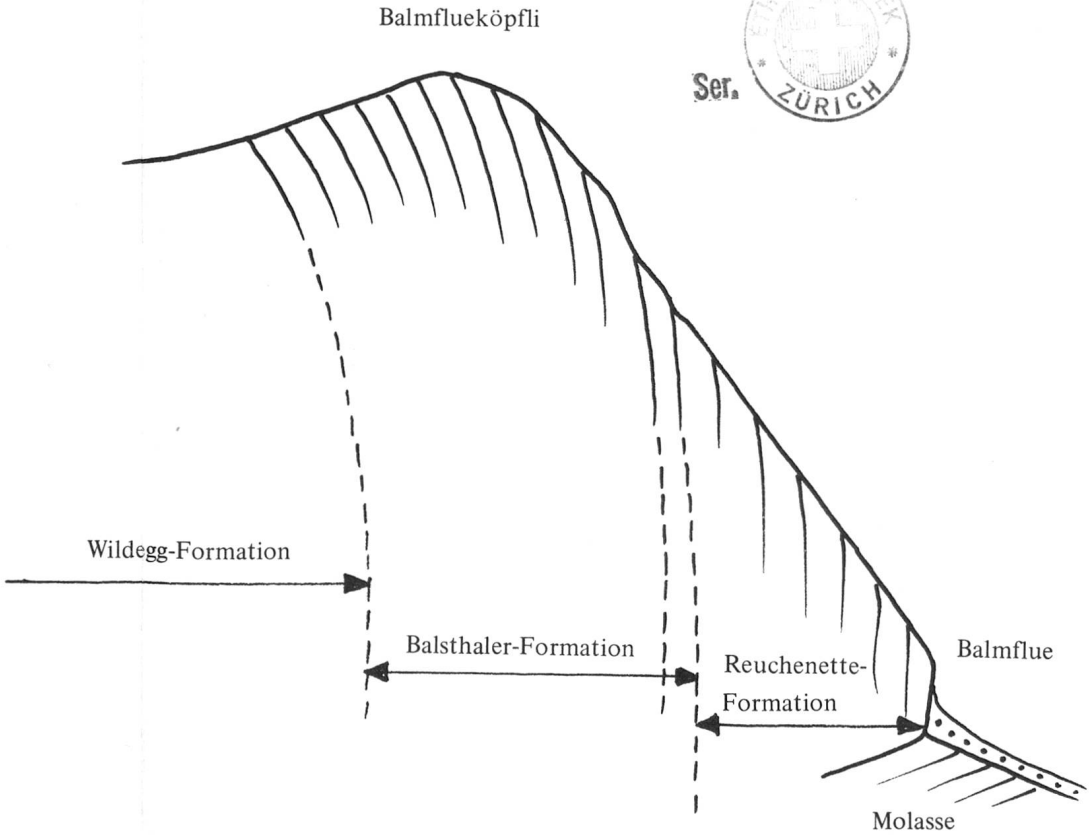
Balsthaler-Formation

Balmflueköpfli (Koord. 607.650/233.580)
(LK Bl. 1107)

Der Weg vom Sattel der Nesselbodenröti zum "Köpfli" durchquert teilweise die Günsbergschichten, die Steinibachschicht und den Balmbergoolith, schichtweise wechselnd beige, z.T. dichte, z.T. feinspätige helle Kalke und feinkörnige Oolithe. Die Oolithstruktur ist nur auf Anwitterungsflächen mit der Lupe erkennbar. Tektonische Richtungen $\frac{85^{o}\,E}{/80^{o}\,S}$

Alter etwa 155 Millionen Jahre.

Der Verenaoolith streicht erst südlich, etwa 60 m unterhalb des Köpfli durch (Herrenloch).



Ser. ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH

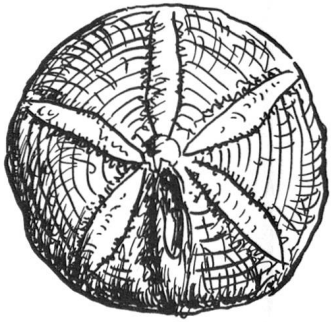
TAFEL 25

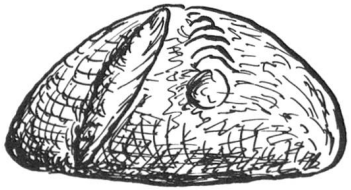
Grenzzone unterer / mittlerer Dogger

Wanderweg Balmberg –
Rötifluh (Koord. 606.820/234.220)
(LK Bl. 1107)

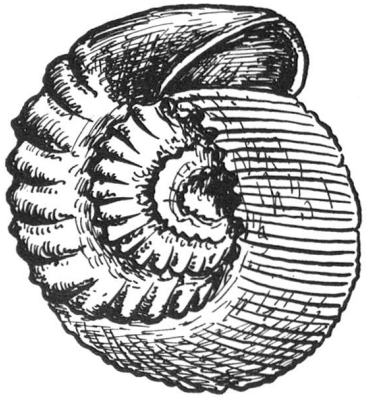
Die Steilwand ist **unterer Hauptrogenstein** des mittleren Doggers, ein hellbräunlicher Oolith.
Alter etwa 165 Millionen Jahre.
Im Gewölbe sind mehrere radiale Brüche und Versetzungen sichtbar.

Darunter folgen – z.T. bereits unter Schutt – die Blagdenischichten (oberste Schicht des untern Doggers) – benannt nach dem Leitammoniten Teloceras blagdeni – ein etwas sandiger heller Kalk mit Mergelzwischenlagen.
Alter etwa 167 Millionen Jahre.

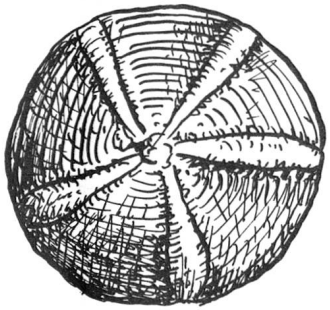




Echinobrissus clunicularis
(Seeigel)



Teloceras blagdeni
(Ammonit)



Holectypus depressus
(Seeigel)

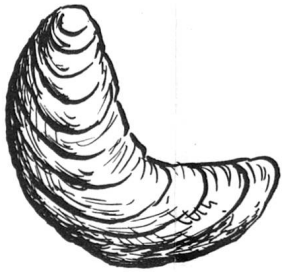
P 82 038: 30

Schichten des mittleren Doggers

Wanderweg Röti –
Weissenstein (Koord. 606.020/233.750)
(LK Bl. 1107)

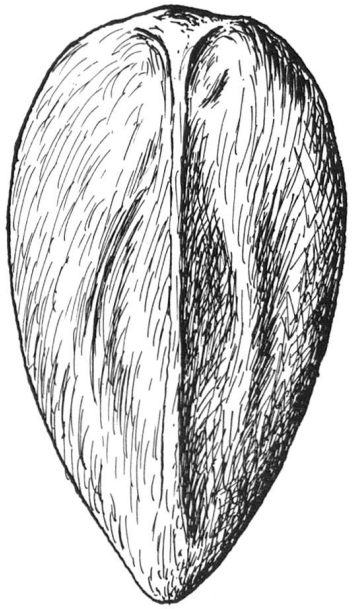
Die Wegspur führt über die Homomyenmergel (bei nasser Witterung sumpfig) und dann über die Rippe des oberen Hauptrogensteines, auf welcher auch das Kurhaus Weissenstein steht. Tektonische Richtungen $\frac{75^{\circ}\,E}{/20^{\circ}\,N}$ im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 163 Millionen Jahre.



Ostrea acuminata
(Auster) 3-fach

Ser. ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH



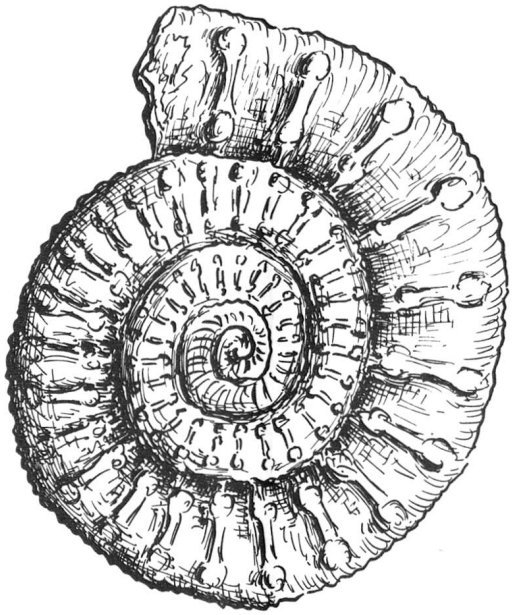
Homomya gibbosa
(Muschel)

TAFEL 27

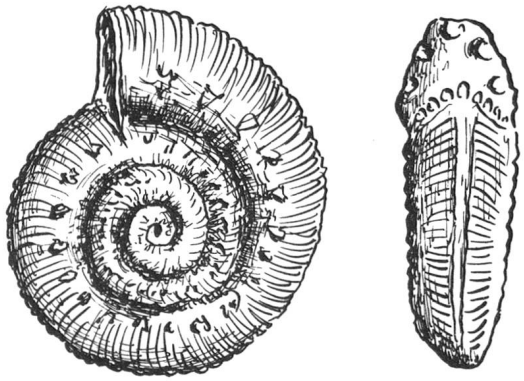
Dolinen = Verwitterungstrichter

30 m nördlich Wanderweg Röti –
Weissenstein (Koord. 605.645/233.780)
(LK Bl. 1107)

Die Dolinen liegen im Grenzbereich oberes Callovien (oberer Dogger) und Oxfordton (unterster Malm). Hier könnte die fossilreiche Schicht des Anceps-Athletahorizontes erschürft werden (siehe Tafel 29).



Peltoceras athleta



Reineckia anceps

(Ammoniten)

P 82 038: 30

Birmenstorferkalk

Oberes Ende des Schofgrabens (Koord. 606.100/234.060)
(LK Bl. 1107)

Durch Verwitterung weisse dichte Kalke mit Fossildetritus und Schwämmen.

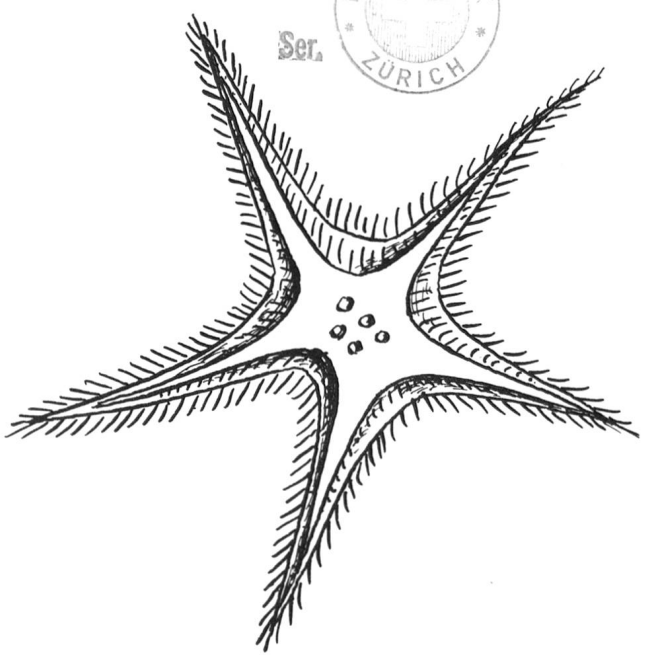
Alter etwa 160 Millionen Jahre.

1979 sind im Graben etwa 80 m östlicher anlässlich einer Grabung, vom Naturmuseum Solothurn unterstützt, besonders schöne und grosse Seesterne (Pentasteria longispinum) gefunden worden.

Der Schofgraben quert in spitzem Winkel die Wildegg-Formation, den Oxfordton und das oberste Callovien.

Pachyteichisma lopas
(Schwamm)

ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH
Ser.



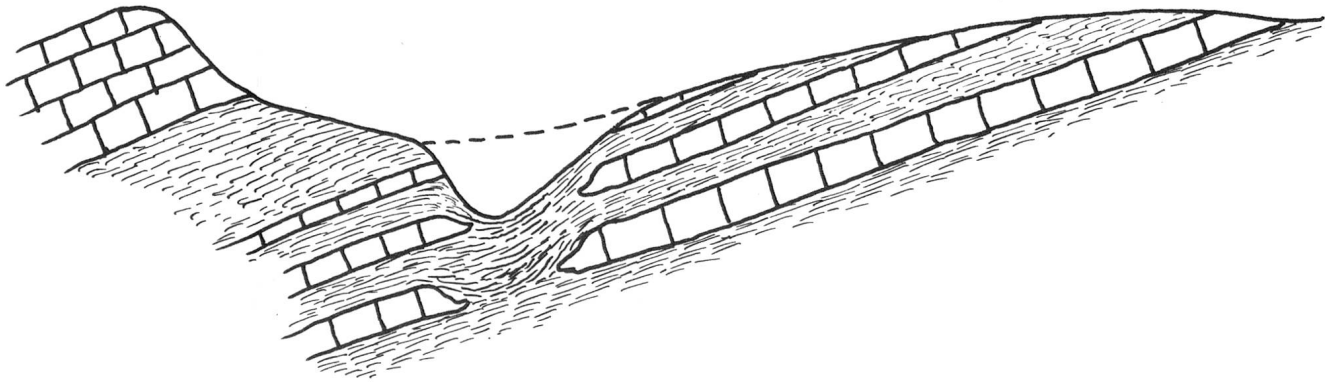
Pentasteria longispinum
(Seestern)

Dolinen = Verwitterungstrichter

Fahrweg Schofgraben –
Hinterweissenstein (Koord. 605.330/233.760)
(LK Bl. 1107)

Zwischen Schofgraben und Rüschgrabeneinschnitt liegen etwa 30 grössere und 90 kleinere Dolinen im Effingermergel. Eine südliche Reihe liegt im Grenzbereich oberes Callovien/Oxfordton (siehe Tafel 27).

Entstehung: Kohlensäurehaltiges Wasser löst Kalkstein auf. Im Laufe der Zeit sind die Kalkbänke im Effingermergel durch auf Klüften zirkulierendes Wasser gelöst und die Klüfte zu unterirdischen Höhlen erweitert worden. Die weichen Mergel und Tone stürzten ein.



Doline, Verwitterungstrichter

P 82 038: 30

Nidlenloch

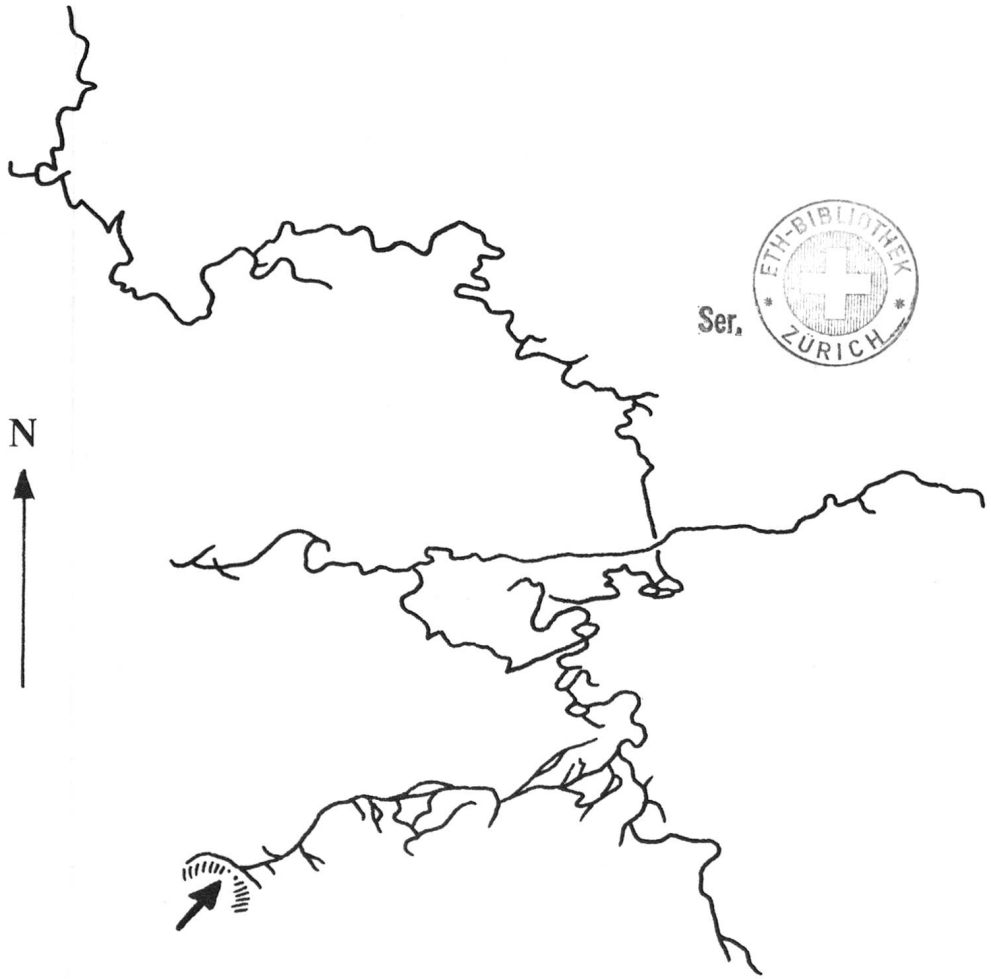
Oberhalb Hinterweissenstein (Koord. 603.410/233.425)
(LK Bl. 1107)

Der Höhleneingang liegt in den Holzflueschichten der Balsthaler-Formation (bisherige Einstufung: oberes Sequanien), das Höhlensystem – heute sind fast 7 km Gänge erforscht – in den Holzflue- und Verenaschichten. Tektonische Richtungen $\frac{100^{o}\ E}{/28^{o}\ N}$ im Nordschenkel der Stallfluefalte.

Ältere Berichte erwähnen erratische Blöcke in der Umgebung. Die Höhlen sind daher ein risseiszeitliches Entwässerungssystem.

Nidlenloch-Gangsystem 1 : 5000

100 m



Ser.
ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH

Birmenstorferkalk

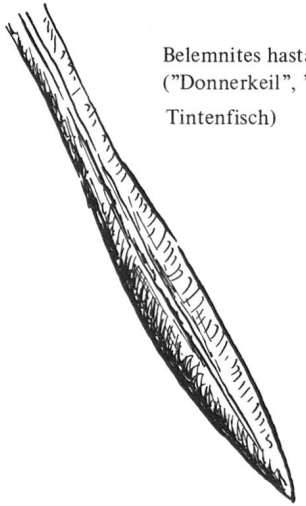
Hinterweissenstein (Koord. 603.600/233.080)
(LK Bl. 1107)

Durch Verwitterung weisse, im frischen Bruch hellbeige dichte Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{65^{\circ}}{/23^{\circ}N}$ im Nordschenkel der Rötifalte.

Alter etwa 160 Millionen Jahre.

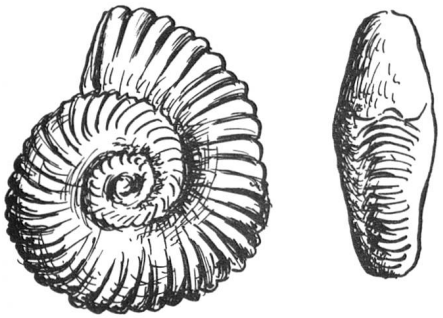
Durch die Erosionsrinne nördlich streichen die Effingermergel.

Cnemidiastrum rimulosum
(Schwamm)



Belemnites hastatus
("Donnerkeil", "Teufelsfinger",
Tintenfisch)

Tremadiction reticulatum
(Schwamm)



Peltoceras transversarium
(Ammonit)

P82 038: 30

Unterer Hauptrogenstein

Rüschgraben (Koord. 602.540/233.290)
(LK Bl. 1107)

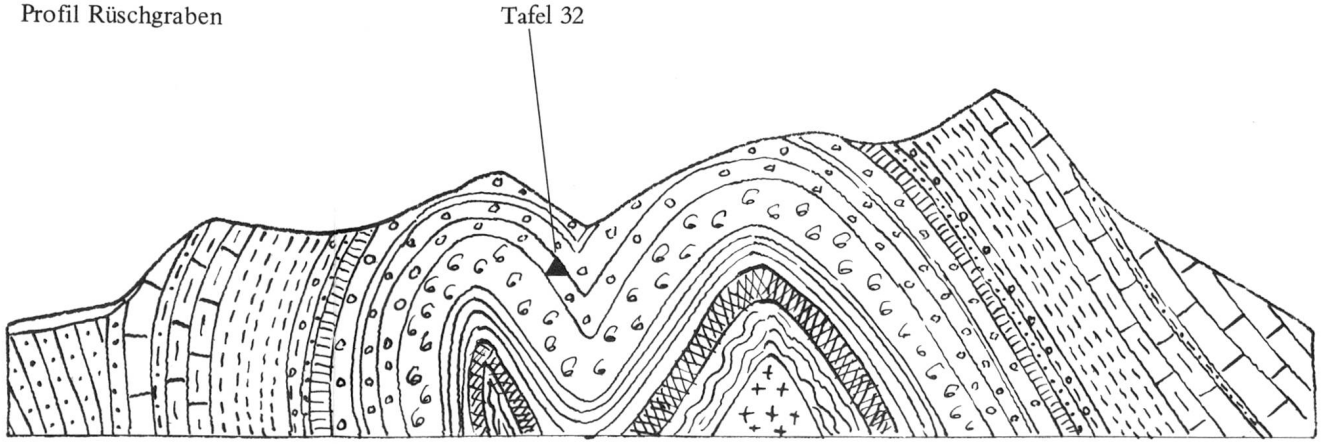
Hellbräunliche oolithische Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{78^{\circ}\,E}{65^{\circ}\,S}$ im Südschenkel der Stallfluefalte.

Alter etwa 165 Millionen Jahre.

Im Doggerkern der Weissensteinkette liegen hier zwei Falten (Antiklinalen) nebeneinander.

Ser. ETH-BIBLIOTHEK ZÜRICH

Profil Rüschgraben



Unterer Hauptrogenstein

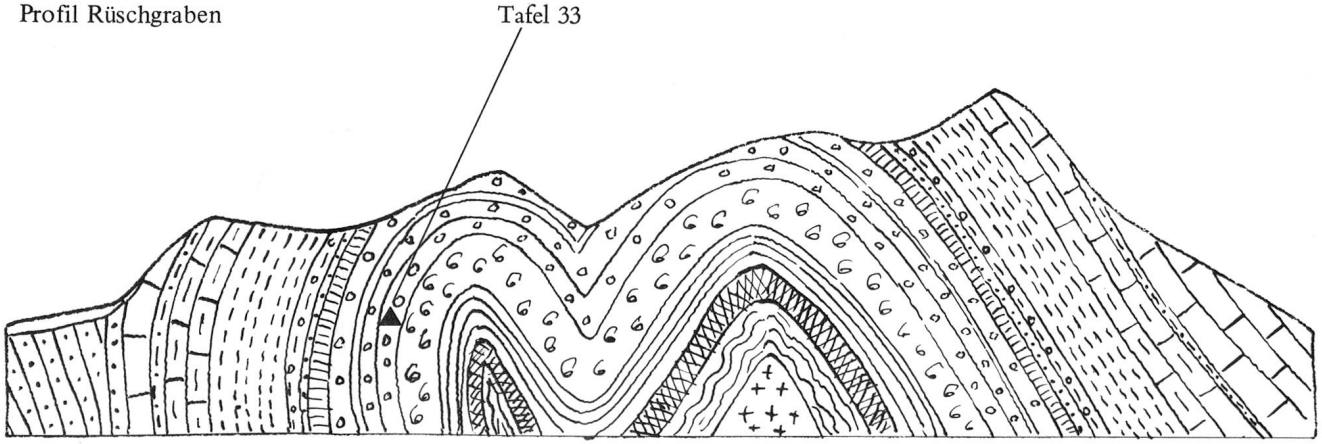
Rüschgraben (Koord. 602.320/233.480)
(LK Bl. 1106)

Hellbräunliche oolithische Kalke. Tektonische Richtungen $\frac{90^{\circ}E}{/86^{\circ}S.}$ im Nordschenkel der Stallfluefalte, noch leicht überkippt.

Alter etwa 165 Millionen Jahre.

Im Bach liegt hier ein erratischer Block aus der Risseiszeit (grösste Vergletscherung). Es ist ein Arollagneis, womit wir auch seine Herkunft kennen.

Profil Rüschgraben



P82 038: 30

Balsthaler- und Reuchenette-Formation

Tunnel am Nordausgang
des Rüschgrabens (Koord. 601.960/233.720)
(LK Bl. 1106)

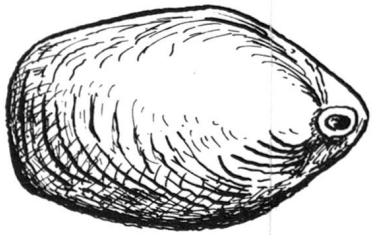
Der Tunnel durchsticht die dichten Kalke der Reuchenette-Formation (Kimmeridgekalke) im Nordschenkel der Kette. Tektonische Richtungen $\frac{67^{o}\,E}{/50^{o}\,S}$. Sedimentation vor 151 – 146 Millionen Jahren.

26 m südlich des Tunnelportals, bei der Strassenbiegung nach Osten beginnt der Verenaoolith, Mächtigkeit etwa 15 m. Weiter östlich folgen die Holzflue-Schichten (oberes Sequanien) der Balsthaler-Formation. Tektonische Richtungen $\frac{64^{o}\,E}{/55^{o}\,S}$

Alter etwa 154 Millionen Jahre.

Der Nordschenkel der Kette ist nach Norden überkippt.

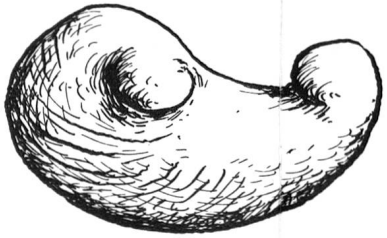
Versteinerungen der Verenaschicht



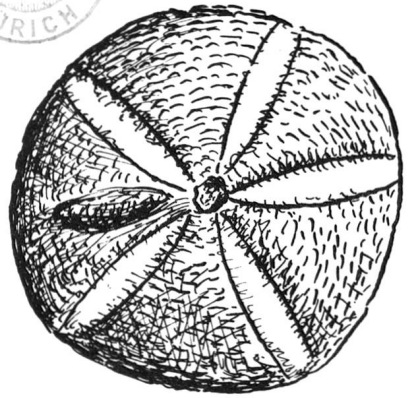
Terebratula insignis
(Lochmuschel)

Nerinea contorta
(Schnecke)

Sal. ZÜRICH



Diceras sanctae verenae
(Muschel)



Pygaster tenuis
(Seeigel)