

Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st.-gallischen Rheintal

Autor(en): **Habicht, Konrad**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **38 (1945)**

Heft 1

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160628>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st.gallischen Rheintal. ¹⁾

Von **Konrad Habicht**, Schaffhausen.

Mit 1 Tafel (VI) und 3 Textfiguren.

In den vergangenen Jahren hat der Verfasser in verschiedenen Abschnitten der ostschweizerischen subalpinen Molasse geologische Aufnahmen durchgeführt. Den Ausgangspunkt bildeten Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. Er hat über dieses Gebiet zwei vorläufige Mitteilungen (Lit. 3 u. 4) sowie eine grössere Arbeit (Lit. 6) veröffentlicht. Im Anschluss an diese Aufnahmen wurden im Auftrag der Geologischen Kommission SNG auch die tektonischen Verhältnisse der subalpinen Molasse des Teilabschnittes Linth-Zugersee analysiert. In einer kleinen vorläufigen Mitteilung (Lit. 5) ist auf einige Resultate dieser Untersuchungen bereits kurz hingewiesen worden. Die vorliegende Mitteilung enthält in ausführlicherer Form hauptsächlich Beobachtungen aus der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Wäggital, aus dem Sitter- und Urnäschobel, sowie aus der Forstzone. Auf die Geologie der toggenburgischen subalpinen Molasse wird dagegen mit Rücksicht auf Lit. 6 nur kurz eingegangen.

1. Zugersee-Aegerisee.

a) *Südgrenze der Hohe Rone-Zone.*

Wir gehen im folgenden von den Verhältnissen in der Umgebung von Walchwil (S.A. Blatt 207 Arth) aus. Nach bisheriger Auffassung wird hier die SSE-fallende Aquitanserie der Hohe Rone-Zone gegen S zu von einer nach NNW überliegenden Synklinale, der sogenannten Sagenbachsynklinale, begrenzt. Die im S dieser Synklinale liegende, bis zur Rigiaufschiebung („Hauptaufschiebung“), ca. 1,2 km mächtige Gesteinszone ist nach der Darstellung von KOPP (Lit. 9, Fig. 2, Prof. 5) als überkippte, mittelsteil bis steil SSE-fallende Schichtfolge aufzufassen. Lediglich in ihrem südlichen Teil zeichnet KOPP eingepresste Faltungen ein; auch im Text (S. 393) betrachtet er die Möglichkeit solcher Faltungen als gegeben.

Bei der Nachprüfung der tektonischen Verhältnisse dieses Gebietes komme ich zu etwas anderen Resultaten. Wir gehen zunächst auf das Sagenbach-Gebiet ein. Die für die Beurteilung der dortigen Lagerungsverhältnisse in Betracht

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S.N.G.

kommenden Aufschlüsse liegen 1. auf dem linken Ufer des Sagenbaches, knapp E des Bahnüberganges (500 m NW Dorfkern Walchwil), 2. auf der südlichen Tobelseite ca. 100 m W der Häuser von Oberdorf (vgl. Tafel VI) und 3. an verschiedenen Stellen am Hang zwischen dem Sagenbach und dem 600 m weiter südöstlich gelegenen Dorfbachtobel.

Die Aufschlüsse des Sagenbachtobels zeigen, dass eine Synklinale, wie sie bisher angenommen wurde, nicht existiert. Auf der Südseite des Tobels setzt sich nämlich das flache (5—35°) SSE-Fallen fort, das wir N des Tobels antreffen. Die Lagerungsstörungen beschränken sich auf einzelne unbedeutende Schichtverbiegungen; eine solche ist z. B. zu sehen knapp E des Bahnüberganges, wo im Tobel das allgemeine SE-Fallen lokal in ein NW-Fallen von 4° übergeht. Das flache (5—35°) SSE-SE-Fallen hält auch weiter nach SE hin noch an. Auch die am Bahneinschnitt am NW-Ausgang von Walchwil sichtbaren Nagelfluhschichten vom Hohe Rone-Typus und die ca. 500 m NE dieser Stelle, bei Ochsenrüti (= O, vgl. Tafel VI), aufgeschlossenen granitischen Sandsteine und Nagelfluhen sind nicht überkippt, wie dies nach Lit. 9, Profil 5, zu schliessen wäre, sondern gehören noch zur normal SSE-SE-fallenden Serie der aquitanen Hohe Rone-Zone. An einer Stelle konnte ich genau feststellen, wie weit die normale Hohe Rone-Serie nach SE reicht: ca. 100 m ENE Ochsenrüti stehen an der bergseitigen Böschung des neuen Fahrsträsschens (ca. 600 m NE Kirche Walchwil) zu steilem (79°) SE-Fallen überkippte Hohe Rone-Nagelfluhen an. Da knapp W dieser Stelle, an demselben Strässchen, bereits 4° NW-fallende und 35° ESE-fallende Schichten sichtbar sind, nehme ich an, dass die genannten 79° SE-fallenden Nagelfluhen den steil überkippten S-Rand der Hohe Rone-Zone bilden. Mit anderen Worten, die Synklinale, welche die SSE-fallende Hohe Rone-Normal-Serie nach SE hin begrenzt, verläuft nicht im Sagenbachtobel, sondern ca. 500 m weiter SE knapp N des Walchwiler Dorfbaches.

b) *Grindeleggschuppe.*

Da nach meinen Untersuchungen eine die Rigischuppe im N begleitende Grindeleggschuppe sowohl im Aegeriseegebiet, als auch weiter ENE gesichert ist (vgl. weiter unten), lag die Vermutung nahe, dass dieses tektonische Element auch am Ostufer des Zugersees noch anzutreffen sei. Für ein Durchziehen der Grindeleggschuppe bis an den Zugersee in grösserer Breite scheinen Aufschlüsse zu sprechen, die ca. 800 m ENE des Dorfkerns Walchwil an der Landstrasse ca. 100 m S des Dorfbaches bei 660 m sichtbar sind. Leider ist eine weitere Verfolgung dieser 30° SSE-fallenden Sandsteine und Mergel nach SW hin wegen ausgedehnter Moränenbedeckung nicht möglich. Erinnert der ebengenannte Aufschluss ausgesprochen an Gesteine der Grindeleggserie, so ist dies für die SE benachbarten, ebenfalls mittelsteil SSE-fallenden Nagelfluhen von Rossplatte (vgl. Tafel VI) weniger der Fall; für diese Nagelfluhen kommt am ehesten der Vergleich mit aquitanen Hohe Rone-Nagelfluhen in Frage. Dagegen dürften die weiter E, unmittelbar NW der Rigiaufschubung sichtbaren steilgestellten und z. T. kleine Kalkgerölle führenden Sandsteine wieder der (am wahrscheinlichsten noch dem Stampien angehörigen) Grindeleggserie s. str. beizurechnen sein. Sie würden zusammen mit zwischengelagerten Mergeln den aufgeschürften Südrand der Grindeleggschuppe bilden.

Einen weit vollständigeren Einblick in die Serie der Grindeleggschuppe erhält man in dem steilen Tobel des Rohrbaches, ca. 2,5 km SSE Unteraegeri (vgl. Tafel VI).

Dieses Profil besteht aus einer über 500 m mächtigen Serie von z. T. geröllführenden Sandsteinen und Mergeln. Im unteren Teil des Profils, bei ca. 790 m, ist eine verdrückte Antiklinalbiegung mit aufgeschobenem, 55° SSE-fallendem SSE-Schenkel sichtbar; bachaufwärts bis ca. 840 m fallen die Schichten bei einem Streichen von $60\text{--}70^{\circ}$ allgemein mit ca. 60° nach SSE ein, einzelne Partien jedoch nur $30\text{--}40^{\circ}$; dies erklärt sich durch das Auftreten interner, sekundärer Schubflächen, die an mehreren Stellen sichtbar sind. Höher oben, bei ca. 845 m, und dann wieder bei 860 m kreuzen zwei grössere sekundäre Schubflächen das Tobel; oberhalb derselben fällt die Schichtfolge merklich flacher, allgemein mit $30\text{--}40^{\circ}$, nach SSE ein. Bei ca. 960 m durchzieht ein Querbruch (mit 4 m nach N vorgeschobenem E-Flügel) die Gesteinsfolge. Vom Fahrsträsschen an, das bei ca. 1010 m (bei m von Heimlizopf auf S.A. Blatt 193 Aegeri) das Tobel kreuzt, weiter nach S zu nimmt das SSE-Fallen noch weiter ab; bei ca. 1100 m bemerkt man flach N-fallende, offenbar geschleppte Kalknagelfluh, auf welche unmittelbar südlich, längs SSE-fallender Schubfläche, mittelsteil SSE-fallende Nagelfluh aufgeschoben ist. Von hier an aufwärts bis zum Kulminationspunkt (P. 1130, vgl. Tafel VI) herrscht wieder flaches SSE-Fallen. Zusammenfassend stellen wir fest, dass es sich beim Profil des Rohrbaches um eine lediglich von sekundären Schubflächen durchzogene, aber sonst einheitliche, normal (d. h. nicht überkippt) SSE-fallende Serie handelt.

Die beschriebene Schichtfolge bildet die direkte streichende Fortsetzung derjenigen der Grindelegg (auf der E-Seite des Ägerisees, vgl. Tafel VI); sie zeigt auch lithologisch keine wesentlichen Abweichungen von der Serie der Grindelegg selbst. Das möge durch die folgenden Ausführungen kurz belegt sein. Das über 500 m mächtige Rohrbachprofil enthält über 12 Sandsteinbänke. Die meisten sind 1—4 m mächtig, einige wenige 8—10 m. Ein grosser Teil dieser Bänke zeigt mehr oder weniger deutlichen „granitischen“ oder „pseudogranitischen“ Habitus, die restlichen Bänke bestehen aus grobem Kalksandstein, sowie aus feinkörnigem, kalkreichem Glimmersandstein. Bei dem eben erwähnten „pseudogranitischen“ Typus handelt es sich um einen weichen bis mittelharten, quarzreichen Sandstein, der fast keinen rötlichen Feldspat führt, dafür aber auffällig zahlreich rote Radolarite. Sowohl granitische als Kalksandsteine führen besonders im oberen Teil der Serie Geröllschnüre von Grindeleggnagelfluh. Es handelt sich dabei entweder um Kalknagelfluh mit Kristallingeröllen oder um sedimentgeröllreiche bunte Nagelfluh; bei den kristallinen Geröllen überwiegen orthoklasreiche rötliche Granite und Granitporphyre. Ein weiteres Charakteristikum des Profils sind graue, feinkörnige, plattige Glimmersandsteine. Die Mergel sind im untern Abschnitt oft violettrot, im mittlern und obern graugrünlich getönt. Sandsteine und Mergel halten sich ungefähr die Waage.

c) Rigiauvschiebung (Hauptaufschiebung).

Über den Verlauf der Rigiauvschiebung haben vor einiger Zeit J. KOPP und G. MARTIN (Lit. 9) eine kurze Mitteilung veröffentlicht. 1943 folgten zwei weitere Mitteilungen, die eine von J. KOPP (Lit. 10), die andere von mir (Lit. 5). Bezüglich des Verlaufes dieser Aufschiebung SE und ESE von Walchwil bestätigen meine Aufnahmen die Auffassung von J. KOPP. Vorzüglich erschlossen ist hier die Rigiauvschiebung vor allem in dem Tobel, welches von Katzenstrick (vgl. Tafel VI) 100 m S an Utenberg vorbei nach SW verläuft und 200 m ENE St. Adrian (vgl. Tafel VI) von N her in das Tobel des Rufibaches einmündet. Der beste Aufschluss liegt zwischen 610 und 620 m, ca. 120 m S Utenberg. Hier folgen von N

nach S auf kalkreiche oder schwach granitische, Kalkgerölle führende Sandsteine längs steiler Schubfläche zunächst wenige m saigere, E-streichende, zerklüftete, rötliche Orthoklaskörnchen führende Sandsteine, sowie violettrote und grau-grüne Mergel. Darauf folgen wiederum längs steiler Schubfläche stark gequetschte, von zahlreichen Gleitflächen durchsetzte graue Schiefermergel (Grisigermergel; vgl. auch Lit. 5 und 10). Etwas weiter tobelabwärts (ca. 200 m SSW Utenberg, bei P. 587) kreuzt das Fahrsträsschen Walchwil-Katzenstrick das genannte Töbelchen. Auf der Bergseite dieses Strässchens unweit SE des Tobelüberganges kann man konstatieren, dass die erwähnten Grisigermergel bis zu den überlagernden Horwerplatten eine Gesamtmächtigkeit von wahrscheinlich über 40 m aufweisen. Dagegen sind ca. 300 m NE dieser Stelle die Grisigermergel bis auf kleine Reste an der Untergrenze der Horwerplatten ausgequetscht. „Violettrot gefärbte Mergel“, („Untere Bunte Molasse“, „Vaulruzschichten“, „Molasse Rouge de Vevey“, „südliche Zone der roten Molasse“) treten auch hier erst im Hangenden der in diesem Gebiet erstmals von F. J. KAUFMANN (Lit. 7) gefundenen Horwerplatten auf; die ersteren gehören somit bereits zum limnoterrestrischen Stampien („Chattien“ mancher Autoren).²⁾

Im Hürital komme ich, wie schon früher erwähnt (Lit. 5) gegenüber KOPP zu einer etwas abweichenden Auffassung bezüglich des Verlaufes der Rigiauf-schiebung (Hauptaufschiebung). Nach KOPP (Lit. 9) kreuzt die Hauptaufschiebung den linken Nebenarm des Hüribaches ca. 200 m SW P. 817 (vgl. Tafel VI und S.A. Blatt 207 Arth). An der Basis der aufgeschobenen stampischen Rigiserie soll nach KOPP ein „kristalline Komponenten führender Schuttfächer“, d. h. Kalksandstein und Kalknagelfluh mit roten Graniten, auftreten. Die nähere Prüfung dieses Aufschlusses zeigt nun aber deutlich, dass die Rigiserie erst ca. 30 m weiter südlich beginnen kann; denn erst im Nebentöbelchen, ca. 50 m WSW P. 862, erscheinen die typischen, hier 45° SSE-fallenden violettroten Mergel des unteren limnoterrestrischen Stampien.

Die von KOPP zur Basis der Rigiserie gestellte, soeben erwähnte Kalknagelfluh mit roten Graniten gehört dagegen unmöglich zur Rigiserie, sondern zu derjenigen der Grindeleggschuppe. Dies legen einmal die lokalen tektonischen Verhältnisse nahe. Diese sind so zu deuten, dass die betreffende Nagelfluh den steil S-fallenden, verschürften Südrand der Grindeleggschuppe bildet. Auch die lithologischen Verhältnisse führen zu demselben Resultat. Die betreffende Nagelfluh ist nämlich lithologisch identisch mit der auch von KOPP zur Grindeleggschuppe gerechneten, 15 m weiter N liegenden, etwa 10 m mächtigen „polygenen“ Nagelfluh (vgl. Lit. 9, p. 392). Die betreffenden Nagelfluhen zeichnen sich gegenüber der Hohe Rone-Nagelfluh durch starkes Hervortreten von kretazischen Flyschsandkalken und anderen Flyschkalken und gleichzeitiges starkes Zurücktreten der roten Granite und übrigen kristallinen Gerölle aus. Die begleitenden Sandsteine bilden z. T. recht mächtige Bänke; sie sind kalkreich, zeigen jedoch z. T. Übergänge zu granitischem Habitus. Im Gegensatz dazu treten die Kalksandsteine der Rigibasis stets nur in geringmächtigen Bänken auf und zeigen mehr oder weniger plattige Ausbildung.

Am Westhang des Hüritals glaube ich die Rigiauf-schiebung nicht nur 30 m, sondern sogar etwa 100 m südlicher annehmen zu müssen, als J. KOPP angibt. Noch etwas weiter westlich, am oberen Teil desselben Hanges würde sie sogar

²⁾ In vorliegender Arbeit wird der Begriff „Chattien“ in dem bisher in der neueren Molasse-literatur allgemein üblichen Sinne gebraucht, nämlich für das gesamte über dem marin-brackischen Unterstampien (Rupélien) liegende Stampien.

300 m weiter im S verlaufen. Sie dürfte hier knapp S des Aufschlusses von granitischem Sandstein (am Weg SSW P. 1040, vgl. Tafel VI und Lit. 9, p. 393) durchziehen; der betreffende Aufschluss granitischen Sandsteins würde dann nicht einen Schürfling innerhalb der Basis der Rigizone bilden, sondern käme an den Südrand der Grindeleggschuppe zu liegen.

Zwischen Hürital und Aegerisee ergeben meine Aufnahmen gegenüber der Auffassung KOPP-MARTIN bezüglich des Verlaufes der Rigiaufschiebung eine recht weitgehende Übereinstimmung. In der östlichen Tobelabzweigung des Rohrbaches SE Heimlizopf dürfte die Aufschiebung ca. 60 m weiter S verlaufen, als von MARTIN (Lit. 9) angenommen wird; dagegen möchte ich die Aufschlüsse beim Naashof (vgl. Tafel VI, N) in genauer Übereinstimmung mit MARTIN deuten.

2. Aegerisee-Grindelegg-Altmatt-Einsiedeln.

a) Grindeleggschuppe.

Schon 1935 wurde von R. STAUB die Ansicht vertreten, es sei im Grindelegggebiet E des Aegerisees (vgl. Tafel VI) eine oberstampische Schuppe anzunehmen (Lit. 21). Dieser Auffassung hat sich auch H. RENZ angeschlossen (Lit. 16). Nach diesem Autor soll die Grindeleggschuppe nach WSW hin so rasch axial abtauchen, dass sie auf der W-Seite des Aegerisees nur noch aus Aquitan besteht. Demgegenüber weist KOPP (Lit. 9) 1938 darauf hin, dass die betreffenden Gesteinsserien beidseits des Aegerisees weitgehend identisch sind. Nach diesen Autoren soll die ganze Zone ins Aquitan zu stellen sein und nicht eine Schuppe, sondern ein mehrfach eng gefaltetes Schichtpaket bilden.

Auf Grund meiner Begehungen komme ich zu dem Resultat, dass die von R. STAUB gemachte Annahme einer Grindeleggschuppe zu Recht besteht. Die folgenden Ausführungen sollen diese Auffassung näher belegen und gewisse in Lit. 9 enthaltene Irrtümer bezüglich der Abgrenzung dieses tektonischen Elementes berichtigen.

Am vollständigsten erschlossen ist die Grindeleggzone zwischen Aegerisee und Biber. Sie baut dort den teilweise bewaldeten Hügelzug Grindelegg-St. Jost auf (vgl. Tafel VI). Die stratigraphisch-lithologische Zusammensetzung der Serie lässt sich etwa wie folgt beschreiben: Im stratigraphisch tieferen Teil (aufgeschlossen z. B. im Tobel E Strahl-St. Jost, vgl. Tafel VI) herrschen grau-grünliche und bunte, darunter auch violettrote Mergel, graue, z. T. glimmerige Mergelsandsteineinlagerungen und grobkörnige granitische Sandsteine, die jedoch durch starke Führung von dunkeln und grünlichen Hornsteinkomponenten ausgezeichnet sind, und bei denen die roten Feldspatkörnchen häufig zurücktreten; daneben finden sich einzelne Kalksandsteinbänke. Im mittleren und oberen Teil des Profils (z. B. im obersten Teil des Nordarmes des Kohlbaches, auf der E-Seite des Hügels von St. Jost) sind die Sandsteinbänke zahlreicher. Es handelt sich hierbei in erster Linie um harte Kalksandsteine; darunter gibt es sowohl feinkörnige, plattige Kalksandsteine, als auch vor allem mittel- bis grobkörnige, oft kreuzschichtige Kalksandsteine in 3—8 m mächtigen Bänken. An verschiedenen Stellen beobachten wir in den Sandsteinen auch Wicklungswülste (Rutschungswülste, vgl. Lit. 11). Manchmal führen diese Bänke rötliche Feldspatkörnchen; lokal gehen sie über in eigentliche weiche granitische Sandsteine. Typische granitische Sandsteine bilden im übrigen neben den Kalksandsteinen einen konstanten Bestandteil der Serie. Gegenüber den granitischen Sandsteinen der Hohe Rone-Zone zeichnen sie sich jedoch durch häufigere Führung dunkler, bräunlicher,

grünlicher und öfters auch roter Hornsteine aus. An einigen Orten treten darin Geröllschnüre auf, dies sowohl in Kalksandsteinen als auch in granitischen Sandsteinen. Alle diese Geröleinlagerungen bestehen aus den gleichen Geröllen wie die eigentliche Grindeleggnagelfluh selbst; wir notieren vor allem Kalk-, Dolomit- und Hornsteingerölle, daneben noch solche von rotem Granit. Die Grindeleggnagelfluh selbst tritt nur in wenigen, maximal 4—6 m mächtigen Bänken auf. Eine dieser Bänke wurde kürzlich anlässlich von Bauarbeiten am Weg im Sulzeggwald (ca. 500 m S der St. Jost-Kapelle) angeschnitten; es handelt sich bei dieser Bank um den schon von KOPP (Lit. 9, p. 388) erwähnten Aufschluss, der von ihm der Rigizone zugerechnet wird. Meine Beobachtungen ergeben, dass diese Deutung nicht richtig sein kann, sondern dass die betreffende Bank die östliche Fortsetzung einer der Nagelfluhbänke des Grindelegghügels selbst bildet. Weitere ähnliche Bänke finden sich im Tobel des Kohlbaches SE dieser Stelle.

Die Grindeleggnagelfluh hat den Typus einer „schwach bunten“ Nagelfluh. Sie führt in der Regel mindestens 70%, mitunter sogar bis über 95% Sedi-mentgerölle; darunter vor allem viele dunkle Kieselkalke und Fleckenmergelkalke, oft auch zahlreiche Flyschsandkalke und hellgraue Flyschmergelkalke, ferner rote Radiolarite. Unter den kristallinen Geröllen treten feldspatreiche rote Granite und Granitporphyre am stärksten hervor. Nirgends wurden extrem bunte Nagelfluhen angetroffen, wie sie in der mittleren und östlichen Hohe Rone-Zone die Regel sind. Auch in bezug auf die Mannigfaltigkeit der kristallinen Gerölle bleibt die Grindeleggnagelfluh weit hinter der Hohe Rone-Nagelfluh zurück. Es ist also nicht ohne weiteres angängig, die Grindeleggnagelfluh dem Hohe Rone-Fächer zuzuweisen. Auch mit der bunten Riginagelfluh ist die Grindeleggnagelfluh nicht ganz identisch; doch sind meines Erachtens die Beziehungen zu derselben enger; es ist also nicht auszuschliessen, dass man die Grindeleggnagelfluh als Ausläufer der Rigischüttung betrachten kann. In diesem Falle hätten wir also mit stampischem Alter der Grindeleggschuppe zu rechnen (vgl. Tafel VI). Daneben bleibt vorläufig noch die Möglichkeit offen, dass die Grindeleggschuppe auch in diesem Gebiet noch in das untere Aquitan hinaufreicht. Die Grindeleggnagelfluh würde in diesem Falle in stratigraphischer und paläogeographischer Hinsicht eine Zwischenstellung zwischen „bunter“ Riginagelfluh und Hohe Rone-Nagelfluh einnehmen.

Das Studium der tektonischen Verhältnisse wird durch die teilweise recht ausgedehnte Moränenbedeckung erschwert. Es muss jedoch als sicher angenommen werden, dass der Hauptteil der Grindeleggschuppe nicht eine mehrfach gefaltete Serie darstellt, wie es von KOPP angenommen wurde, sondern dass es sich um eine einheitlich mittelsteil nach SSE fallende normale Serie handelt. Kreuzschichtung und andere Schichtungsmerkmale lassen erkennen, dass überkippte Schichten am Aufbau des Hauptteils der Zone nicht beteiligt sind. Einzelne Verdrückungszonen sekundärer Natur durchziehen die Gesteinsfolge; sie sind oft mit steilerem SSE-Fallen verknüpft.

Die Grindeleggschuppe ist auf die vorgelagerte, etwas jüngere Hohe Rone-Zone aufgeschoben. K. KLEIBER (Lit. 8) hat beim Ländli am Ägerisee (vgl. Tafel VI) steilgestellte, teilweise deutlich überkippte Schichten gefunden, die wohl nicht weit von der wichtigsten basalen Aufschiebungsfläche entfernt sein können. Die Grindeleggaufschubung selbst, die vielleicht in eine ganze Reihe von Schubflächen zerfällt, ist nirgends aufgeschlossen. Die generell 50° — 70° nach SSE (genauer nach 150° — 170°) einfallende, von starken, steilen Sekundärschubflächen durchsetzte Mergel-Sandsteinserie in den Töbeln E Strahl (=St, vgl. Tafel VI) haben wir als breite basale Störungszone der Grindeleggschuppe zu betrachten.

b) *Rigiaufschichtung (Hauptaufschichtung).*

Bereits aus dem vorhergehenden Abschnitt wurde ersichtlich, dass die Rigiaufschichtung im Sektor Grindelegg-St. Jost teilweise einen anderen Verlauf nimmt, als dies von KOPP (Lit. 9) vermutet wurde. Es wurde gezeigt, dass die Kalksandsteine, die im obersten Teil des Nordarmes des Kohlbaches auftreten, sowie auch die 500 m S der St. Jost-Kapelle am Weg durch den Sulzeggwald sichtbare Nagelfluhbank nicht der Rigiserie, sondern der Grindeleggserie angehören. Die Rigiaufschichtung muss hier also südlicher verlaufen, als KOPP angenommen hatte. Aufschlüsse zwischen Sulzeggwald und Rossboden (Ro auf Tafel VI) lassen in diesem Gebiet die Rigiaufschichtung in aller Schärfe festlegen. Wenn wir in dem Töbelchen, das knapp S Rossboden in die Hochebene von Rothenthurm-Alt matt ausmündet, in westlicher Richtung aufwärtssteigen und dann in den nördlichen, sich gegen Sulzeggwald hinaufziehenden Tobelarm einbiegen, so treffen wir von ca. 995 m (ca. 300 m W Rossboden) an aufwärts zunächst auf typische violettrote Stampienmergel der Rigizone. Vereinzelt dünne Einschaltungen plattiger, harter Kalksandsteine gehören mit zum Charakteristikum dieser Gesteinsfolge.

Ca. 400 m WNW Rossboden, bei ca. 1015 m, treten nach kurzem Unterbruch plötzlich die dickbankigen Kalksandsteine und vorwiegend graugrünligen Mergel der oberen Grindeleggzone auf; zwischen diesem und dem vorgenannten Aufschluss muss also die Rigiaufschichtung verlaufen. Der südlichste Aufschluss der Grindeleggzone ist hier zu steilem NNW-Fallen aufgerichtet, so dass ca. 100 m N der Rigiaufschichtung eine scharfe Synklinalknickung anzunehmen ist. Noch schöner ist diese Synklinalknickung im unteren Teil des Kohlbachtobels, ca. 300 m NNW Rossboden, wahrzunehmen. Dort sieht man, wie flach SSE-fallende Grindeleggnagelfluh zunächst mit flacher Synklinallbiegung in flaches NNW-Fallen übergeht; ca. 15 m S des Synklinalkerns folgen dann plötzlich unterhalb eines kleinen Wasserfalls steilgestellte, graue Mergel und Kalksandsteine mit Nagelfluhschnüren von Grindeleggtypus. Die genannte Synklinallbiegung ist eben auch hier, wie in ähnlichen Fällen, in der subalpinen Molasse, nur eine sekundäre Schlepplage an der verschürften steilgestellten, tektonisch reduzierten (in unserem Falle nur ca. 100 m breiten) Randzone der Schuppe.

Auch zwischen Biber und Alp lässt sich die Rigiaufschichtung (RA auf Tafel VI) recht gut lokalisieren. Die besten Profile in der Umgebung der Rigiaufschichtung erschliessen hier die beiden Töbel W und E von Eggmatt (P. 1047,2, vgl. E auf Tafel VI). Steigen wir im Tobel W Eggmatt, das bei Moos (S.A. Blatt 244, Alt matt) ausmündet, hinunter, so treffen wir zunächst ca. 200 m W Eggmatt, bei ca. 980 m, auf generell 60° — 70° SSE-fallende, sehr stark gequetschte grünlich-graue, gelbbraunliche, daneben auch violettrote Mergel mit Scherlingen von Mergelsandstein. Es handelt sich dabei offenbar um den steilgestellten Südrand der Grindeleggserie. Weiter tobelaufwärts bis zum unteren Tobelausgang treffen wir dann auf die typische Gesteinsfolge der Grindeleggserie: Harte, kreuzgeschichtete Kalksandsteine, öfters mit ziemlich viel roten Feldspatkörnchen, daneben vereinzelte granitische Sandsteine mit viel dunkeln Hornsteinen, hie und da mit Kalk- und vereinzelt Granitgeröllchen; beide Sandsteinarten in mehreren m mächtigen Bänken. Dazwischen erscheinen graugrünlige bis gelbbraunliche Mergel, die ca. 60% des Gesamtprofils ausmachen. Im Tobel östlich Eggmatt sind die Verhältnisse ähnlich. Der Unterschied ist der, dass im oberen Teil dieses Tobels — bis etwa 985 m hinab — auch die untersten Schichten der aufgeschobenen Rigiserie deutlich aufgeschlossen sind. Es handelt sich dabei

um vorwiegend violettrote, 52° — 58° SSE- bis S-fallende Mergel. Weiter tobelabwärts begegnen wir nach kurzem Unterbruch wieder Gesteinen der Grindeleggserie.

In tektonischer Beziehung unterscheidet sich der in den genannten beiden Töbeln aufgeschlossene Teil der Grindeleggserie nicht wesentlich von der Grindelleggserie im Gebiete von St. Jost. Wir stellen fest, dass es sich wieder um eine normal mittelsteil SSE-fallende (d. h. nicht überkippte) Schichtserie handelt. Stärkere Abweichungen von dieser Lagerung sind zu konstatieren im unteren Teil der Serie, der im Tobel W Eggmatt aufgeschlossen ist. Die dortigen, 70° — 85° nach 160° — 170° (d. h. also fast nach S) fallenden Schichten sind von einer intensiven Scherklüftung durchsetzt; die vom normalen WSW-ENE-Streichen nach W-E hin abweichende Streichrichtung und das steile Südfallen könnte dahin interpretiert werden, dass der betreffende Schichtkomplex als östliche Fortsetzung eines Teiles der stark gestörten Serie von Strahl zu deuten wäre. Ein Unterschied gegenüber den Verhältnissen im südlichen Teil des St. Jost-Hügels besteht darin, dass am Südrand der Zone hier synklinale Schleppungen zu fehlen scheinen.

An der Alp kann die Rigiaufschiebung nur unscharf lokalisiert werden: Die nördlichsten Aufschlüsse der Rigiserie liegen hier bei der oberen Säge, ca. 2 km N Einsiedeln; ca. 500 m weiter N folgen dann nach einem durch Moräne und Schotter bewirkten Unterbruch die südlichsten Aufschlüsse der Grindeleggzone. Die Rigiaufschiebung liegt hier also ca. 2 km nördlicher als nach der Annahme von H. RENZ (Lit. 16) und mehrere 100 m südlicher als nach der Darstellung auf dem Übersichtskärtchen von H. OCHSNER (Lit. 14).

3. Hohe Rone – Etzel – Lidwil – Lachen (vgl. Fig. 1, Profile II–IV).

a) Aquitan.

Im westlichen Teil des in Rede stehenden Gebietes liegt die Hohe Rone-Schuppe; dieses tektonische Element wird nach E zu durch eine komplex gefaltete Zone abgelöst.

KLEIBER (Lit. 8, p. 477) hat schon 1937 die Entstehung der Hohe Rone-Schuppe auf eine durch die Nagelfluhfazies bedingte mechanische Vergrößerung der schubleitenden Kraft zurückgeführt, welche die Bildung einer einheitlichen flachen Überschiebung, der „Hohe Rone-Überschiebung“, zur Folge hatte. Nach E hin, im Etzelgebiet, wo die Hohe Rone-Nagelfluhen schon fast ganz ausgekeilt sind, biegt diese Schubfläche allmählich nach S zurück; nach H. Renz (Lit. 16) soll sie sich dann mit der Lachener Antiklinale verbinden. Nach demselben Autor sollen die tektonischen Elemente des Etzelgebietes — nach RENZ eine Antiklinale und eine südlich folgende Synklinale — westlich Schindellegi schräg unter die Hohe Rone-Überschiebung hineinstreichen. Meine Aufnahmen ergeben folgende Abweichungen von dieser, im wesentlichen auch von KLEIBER (Lit. 8) vertretenen Auffassung:

Die äusserste Antiklinale, diejenige von Pfäffikon-Feusisberg (vgl. Tafel VI), die nach KLEIBER dem Staldenbach entlang etwa gegen First S Wollerau verläuft, soll nach demselben Autor am Scherenspitz westlich Schindellegi wieder zu erkennen sein, um dann unter der Hohe Rone-Überschiebung zu verschwinden. Wie Aufschlüsse in den Töbeln NW und NE Feusisberg zeigen, zieht sich die Haupt-Kernstörung dieser Antiklinale hier aber nicht parallel zum Schichtstreichen durch das Staldenbachtal nach WSW, sondern schneidet die Schichten

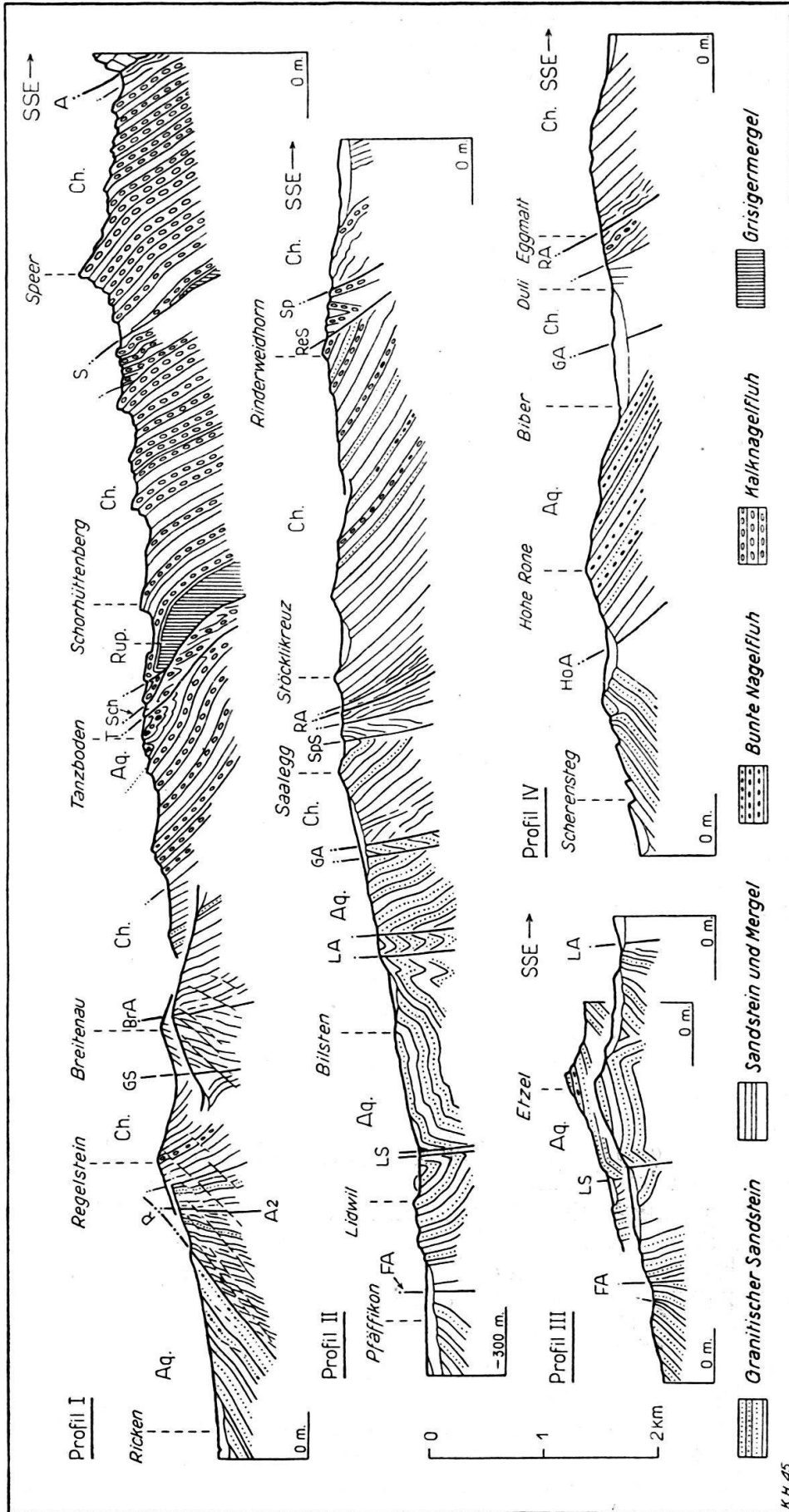


Fig. 1. Profile durch die ostschweizerische subalpine Molasse.

Abkürzungen: Aq. = Aquitan. Ch. = limnoterrestriertes Stampien (= „Chattien“). Rup. = brackisch-marines Unterstampien (Rupélien).
 Übrige Abkürzungen vgl. Legende zu Tafel VI.

im Grundriss unter sehr flachem Winkel und verläuft dadurch mehr nach SW zu, vermutlich ca. 150 m N an der Kirche Feusisberg vorbei. Den besten Beweis für diese Auffassung liefert das Tobel, das ca. 300 m westlich der Kirche Feusisberg nach N hinunterzieht; es liegt mit seinen einheitlich 75° — 80° NNW-fallenden granitischen Sandsteinen und bunten Mergeln noch ganz auf der Nordseite des Haupt-Antiklinalkerns der Feusisberger Antiklinale. Die weitere westliche Fortsetzung des Haupt-Antiklinalkerns kann zunächst wegen vollständiger Moränenbedeckung nicht genauer lokalisiert werden. Als sicher muss jedoch angenommen werden, dass die Antiklinale die Sihl nicht westlich Schindellegi, sondern schon mindestens 400 m im SE der genannten Ortschaft erreicht.

Für diese Auffassung liefert das Sihlprofil den eindeutigen Beweis. Dasselbe gehört nämlich in seiner ganzen Länge von Scherensteg (vgl. Tafel VI) bis SE Schindellegi zum Nordwestflügel der Feusisberger Antiklinale. Wenn wir vom Scherensteg an der Sihl entlang aufwärts gehen, durchqueren wir eine einheitlich 35° — 45° NNW bis NW fallende Aquitanserie. Nirgends zeigen sich auch nur Spuren einer Störung, die als Fortsetzung der Feusisberger Antiklinale zu deuten wäre. Erst unmittelbar S Schindellegi steigt der Fallwinkel zum erstenmal auf etwas über 50° NW. Auch die Aufschlüsse im Sihlbett SSW oberhalb Schindellegi zeigen noch einheitliches NW-Fallen (ca. 57°). Ausserdem besitzen diese, wie auch die unmittelbar S Schindellegi gelegenen Aufschlüsse ein Streichen von N 45° — 48° ; dieses Streichen geht dann sihlabwärts bis zum Scherensteg nur langsam in ca. N 60° E über (vgl. Tafel VI). Es geht daraus hervor, dass der Kern der Feusisberger Antiklinale von Feusisberg aus nach WSW zu allmählich bogenförmig nach SW einschwenkt und die Sihl bereits ziemlich weit oberhalb Schindellegi überqueren muss.

KLEIBER (Lit. 8) hat südfallende Schichten des Scherenspitzes, die dort an einer einzigen Stelle inmitten NNW-fallender Schichten auftreten, als Südflügel der Feusisberger Antiklinale gedeutet. Diese Deutung ist nach den obenstehenden Ausführungen nicht haltbar, denn wie schon erwähnt wurde, finden sich im Sihlprofil in der streichenden Fortsetzung der gestörten Schichten des Scherenspitzes keinerlei Anhaltspunkte für die Annahme einer Antiklinale oder einer Unterschiebung an Stelle einer solchen. Die Störung des Scherenspitzes stellt sich als eine lediglich ganz lokale ruschelartige Verstellung des im übrigen einheitlich NW-fallenden Antiklinal-NW-Flügels heraus. Eine ähnliche Störung an analoger Stelle dürfte zum Beispiel auch ca. 1,5 km SE Wollerau im Wäldchen von First (F auf Tafel VI) vorhanden sein, denn in jenem Wäldchen (bei Koord. ca. 698,15/227,12 S.A. Blatt 242 Richterswil) ist undeutlich 40° SSE-fallender granitischer Sandstein aufgeschlossen.

Südlich der besprochenen Antiklinale Pfäffikon–Feusisberg–Schindellegi folgt eine, hauptsächlich im Raume ENE Feusisberg gut aufgeschlossene Zone steil SSE-fallender Aquitangesteine. Sie sind im S begrenzt von der Synklinale von Lidwil. Nach RENZ (Lit. 16) handelt es sich dabei um eine gewöhnliche Synklinale mit ungebrochenem Muldenschluss. Dies hat sich jedoch als unrichtig herausgestellt; die Synklinale ist gedoppelt und enthält vor allem eine bedeutende Kernzone aus verruschetten, steilgestellten Rotmergeln von bis über 15 m Mächtigkeit. Dieselbe ist z. B. gut erschlossen im Tobel 1 km WSW der Zentrale des Etzelwerkes (Koord. 702,92/227,62 S.A. Blatt 243 Lachen). Nach W zu lässt sich die Synklinale von Lidwil bis ca. 750 m SE Feusisberg verfolgen; weiter westlich verschwindet sie endgültig unter Quartärbedeckung.

Die südlich anschliessende Etzelzone besteht aus einer generell NNW-fallenden, aber mehrfach knickartig gestauchten oder wellig verbogenen Schichtfolge

(vgl. Profile 2 und 3). Der nördlichste dieser Stauchknicke geht im nordwestlichen Teil des Etzels sogar in eine antiklinalartige Sekundärstörung über, die im S von einer schwachen Synklinalbiegung begleitet ist (vgl. Profil III, vordere und hintere Kulisse, auf Fig. 1).

Südwärts fortschreitend gelangen wir in die Antiklinalzone Lachen-Grundegg (Gr auf Tafel VI), welche von RENZ (Lit. 16) als Fortsetzung der „Hohe Rone-Überschiebung“ betrachtet wurde. Ihr Kern besteht aus steil einfallenden Schichten mit wiederholter antiklinaler und synklinaler Schichtstellung ohne Umbiegungen. Dieser Baustil ist auch andernorts in duktilen Schichten der subalpinen Molasse verbreitet. Da die einzelnen Detailstörungen im Kern der Antiklinalzone sich im Streichen abzulösen scheinen (vgl. Tafel VI), sprechen wir am besten nicht von einer Antiklinale, sondern von einer Antiklinalzone. Am vollständigsten aufgeschlossen ist sie in der Nähe des Nordeingangs des Druckstollens des Etzelwerkes, d. h. ca. 2,7 km SW Altendorf. Der Nordeingang des genannten Stollens liegt bereits im südlichen Teil der Antiklinalzone. Weiter ENE zeigen Aufschlüsse S Altendorf und N des St. Johann-Hügels SW Lachen an, dass die Antiklinalzone unmittelbar N des zuletzt genannten Hügels gegen Lachen hinzieht.

Die Beziehung zwischen der Lachener Antiklinalzone und der „Hohe Rone-Überschiebung“ ist wegen weitgehender Quartärbedeckung nicht vollständig abzuklären. Es kann immerhin festgestellt werden, dass die Aufschlüsse beidseits der Teufelsbrücke (T auf Tafel VI) in einer Querprofilbreite von ca. 300 m einheitlich steil nach NNW einfallen; dies spricht nicht dafür, dass die Antiklinale von Lachen sich, wie von H. RENZ (Lit. 16, Übersichtskarte der subalpinen Molasse zwischen Aare und Rhein) angenommen wird, nach WSW zu in die „Hohe Rone-Überschiebung“ übergeht. Eher kann daraus auf ein diskordantes Abstossen der Antiklinale an der genannten Schubfläche geschlossen werden. Wir müssen allerdings die weitere Möglichkeit nicht ganz ausser acht lassen, nämlich dass die „Hohe Rone-Überschiebung“ schliesslich in einer sekundären Antiklinale endigt, welche am SW-Hang des Etzels aufgeschlossen ist und nach E hin rasch ausklingt (vgl. Tafel VI und Profil III).

Zum Schluss sei noch kurz auf die „Hohe Rone-Überschiebung“ eingegangen. Diese Schubfläche dürfte kaum so flach einfallen, wie es bisher (Lit. 16) angenommen wurde; sie ist daher nicht als Überschiebung, sondern, wie dies schon KLEIBER getan hat, als Aufschiebung zu bezeichnen. Ursprünglich ist die Hohe Rone-Aufschiebung wohl in der geradlinigen Fortsetzung der Antiklinalzone von Lachen angelegt worden. In einer späteren Schubphase, wahrscheinlich derselben, welche weiter östlich die enge Zusammenstauung der Schuppen des Speergebietes und schliesslich die Entstehung der Randunterschiebung (siehe unten) bewirkte, entwickelte sich vor der starrereren Scholle der schubleitenden Hohe Rone-Nagelfluh aus der Antiklinale allmählich eine Aufschiebung. Mit diesem Vorgang war ein beträchtlicher S-N-Transport der in Bildung begriffenen Hohe Rone-Schuppe und eine entsprechende Zusammenstauung der davor liegenden Teile der Aquitanzone verknüpft. Gegen E hin, wo die Nagelfluhen auskeilen, war die schubleitende Kraft geringer; die Schubfläche blieb daher weiter im S zurück. Noch weiter östlich, im weiteren Etzelgebiet, resultierte aus der noch weitergehenden Abnahme der Nagelfluheinstreuung eine Aufsplitterung der Aquitanzone in einzelne steile Falten (vgl. Fig. 1, Profile II und III).

b) *Grindeleggschuppe.*

Die Grindeleggschuppe lässt sich auch im Sektor Einsiedeln-Galgenen nachweisen. Längs einer Linie Egg-mittleres Kessibachtobel-Ebnet (vgl. Tafel VI, Eb; am Ausgang des Spreitenbachtobels) ist ein etwas über 1 km breiter Streifen meist 50° — 60° (gegen S hin etwas schwächer, noch um ca. 40°) SSE-fallender, von einzelnen Verdrückungs- und Scherzonen durchzogener Schichten längs deutlicher Störungszone auf das Aquitan aufgeschoben (Grindeleggaufschubung). Im S wird der genannte Streifen von der Rigiaufschubung (Spreitenbachaufschubung OCHSNER's, Lit 14) begrenzt, welche sich vom Nordufer des Sihlsees nördlich am am Stöcklikreuz vorbei nach ENE verfolgen lässt. Im südlichsten, unmittelbar N der Rigiaufschubung gelegenen Teil der Serie lassen sich an mehreren Orten sekundäre synklinale Schleppungen z. T. komplexer Natur erkennen, so NW des Bräggerhofs (Br auf Tafel VI) und im Spreitenbachtobel. Nach dem Gesagten erreicht die Grindeleggschuppe die Linthebene ca. 1,5 km nördlicher, als dies H. RENZ (Lit. 16) postuliert hat; nach diesem Autor würde der südliche Teil der Grindeleggzzone erst östlich Siebnen in die Linthebene hinausstreichen. Nach der bisherigen Literatur gehört der erwähnte, über 1 km breite Streifen N der Rigiaufschubung noch zur granitischen Molasse (Aquitan). Die in Frage stehenden Schichten bilden jedoch nicht nur die direkte Fortsetzung der Grindeleggzzone, sondern decken sich auch bezüglich des Gesteinsinhaltes vollständig mit der Grindeleggzzone des St. Jost-Gebietes. Einen besonders starken Gegensatz zum nördlich benachbarten Aquitan bilden die im unteren und mittleren Teil der Serie neben Mergeln fast allein herrschenden, teilweise kreuzgeschichteten Kalksandsteine. Sie treten in Bänken von meist 2—8 m auf und führen nur z. T. und nur untergeordnet rötliche Feldspatkörnchen. Die im oberen (südlichen) Teil der Serie häufigeren, zum Teil mächtigen Bänke granitischen Sandsteins (aufgeschlossen z. B. im St. Johannsbann, 3 km SSW Lachen) führen hie und da Sedi-ment- und Granitgerölle (z. B. am Schlagberg am Nordende des Sihlsees, im St. Johannsbann), sind aber mit Sandsteinen des aquitanen Etzel-Hohe Rone-Zone nicht identisch. Auch hier liess sich das Alter der Grindeleggzzone vorläufig noch nicht mit Fossilien belegen. Auf Grund des oben Gesagten ist jedoch ein stampisches (chattisches) Alter zumindest des Hauptteils der Zone wahrscheinlich.

4. Wäggitalgebiet.

a) *Rigizone.*

Über die östliche Fortsetzung der Rigizone bis zur Linthebene, die sogenannte Pfiffeggschuppe, sind wir durch die Publikation von A. OCHSNER (Lit. 14) gut orientiert. Nach H. RENZ ist die Pfiffeggschuppe von einer „Antiklinalaufschubung“ durchzogen, d. h. ihr nördlichster, im untersten Wäggital aufgeschlossener Teil soll eine Art von überkipptem Mittelschenkel darstellen. Wie schon OCHSNER gezeigt hat, bildet aber die ganze Gesteinsfolge bis zur Pfiffegg hinauf eine mittelsteil SSE-fallende normale Serie.

Lithologisch nimmt die Pfiffeggzone eine interessante Zwischenstellung zwischen der Speerschüttung im E und der Rigischüttung im W ein. (Vgl. auch Lit. 14.) Die Pfiffeggnagelfluhen stellen nicht eine besondere Schüttung mit eigenem Zentrum dar, wie dies aus der Karte von GUTZWILLER (Lit. 22) geschlossen werden könnte, da auf jener Karte westlich der Sattellegg merkwürdigerweise keine Nagelfluh eingetragen ist. Wie schon OCHSNER (Lit. 14) erwähnt, müssen

die granitischen Sandsteinbänke und kristalline Gerölle führenden Nagelfluhbänke, die im unteren Teil der Pfiffeggserie auftreten, als Ausläufer der bunten Riginagelfluh betrachtet werden. Die betreffenden Sandsteine finden sich nämlich in grösserer Häufigkeit und innerhalb eines Profils von über 1 km Mächtigkeit auch W der Sattellegg und bei Willerzell³⁾. Abgesehen von diesen Gesteinen besteht die Pfiffeggsschuppe aus Material der Speerschüttung. Doch trifft es nicht zu, dass, wie OCHSNER (Lit. 14) annimmt, diese „Mischungszone zweier Schuttflächen“ eine besonders grosse Mächtigkeit des „Oberstampien“ (limnoterrestisches Stampien) aufweist. Der dort angeführte Mächtigkeitsvergleich mit dem limnoterrestischen Stampien des Speerzentrums ist nicht stichhaltig, da in der Speerschuppe der oberste Teil der Stampienserie (die sog. Wintersbergsschichten, vgl. Lit. 6) fehlt.

b) *Rempenaufschiebung.*

Südlich der im Wäggitalgebiet so deutlich sichtbaren Synklinale, welche die SSE-fallende Pfiffeggserie nach S hin begrenzt, betreten wir ein Gebiet steilgestellter bzw. überkippter Schichten, deren tektonische Zuordnung nach OCHSNER (Lit. 14) teilweise noch unsicher ist. Verschiedene Beobachtungen bei und NE Rempen (Re auf Tafel III), sowie E und ENE Klein-Schwendeli zeigen, dass die Rempenaufschiebung in dem besprochenen Abschnitt annähernd 300 m weiter SSE verlaufen muss, als dies auf dem tektonischen Übersichtskärtchen von OCHSNER eingezeichnet ist. Anhand von Schichtungsmerkmalen (z. B. Kegelwülsten auf den Nagelfluhunterseiten und Kreuzschichtung von Kalksandsteinen) liess sich nämlich feststellen, dass diese im Detail stark gestörten Schichten noch zum steilgestellten Südrand der Pfiffeggsschuppe gehören. Die Rempenaufschiebung verläuft demnach wenig S der Staumauer Rempen, und von da gegen ENE zu ungefähr über Klein-Schwendeli zum Stockbergkamm hinauf, den sie in der Einsattelung zwischen P. 1186 und Müselwurf erreicht. Von hier an weiter ostwärts ist ihr Verlauf weniger sicher; doch kann vermutet werden, dass sie das Tobel des Rufibaches nicht mehr als 400 m nördlich der Synklinalbiegung von Ruobenschwend (Ru auf Tafel VI) erreicht, da weiter N in diesem Tobel sichtbare Nagelfluhaufschlüsse überkippt und somit der südlichen Randzone der Pfiffeggsschuppe beizurechnen sind.

c) *Speerzone s. l.*

Aus der Speerzone des westlichen Linthgebietes soll hier nur eine Beobachtung mitgeteilt werden. Es betrifft dies die Serie des Rütibachtobels S Reichenburg. Der nördliche Teil des Nordflügels der Biltener Antiklinale — eine im wesentlichen aus Mergeln, Kalksandsteinen und einigen Nagelfluhbänken bestehende Schichtfolge — ist auf der Ostseite des unteren Rütibachtobels zu oft mittelsteilem (ca. 40°) Südfallen überkippt. Auch auf der Westseite des Tobels sind diese Schichten überkippt, doch wurde dort nur steiles südliches Einfallen gemessen. Weiter südlich, d. h. etwa vom Schnittpunkt des Rütibaches mit der Höhenkurve 850 m (S.A. Blatt 249 Bilten, neue Ausgabe) an südwärts, treffen wir auf die nordfallende Normalserie des Nordflügels des Biltener Antiklinalaufbruches. Das genannte Überkippphänomen ist vorläufig nur schwer ver-

³⁾ Ähnliche granitische Sandsteine, die als Ausläufer der Rigischüttung betrachtet werden können, finden sich auch noch weiter östlich im Stampien der Gäbriszone und der Kronbergzone

ständig; es sollte durch Detailaufnahmen des ganzen Gebietes auf genauer Plangrundlage weiter abgeklärt werden.

5. Unterer Buchberg; Ricken—Speer (vgl. Fig. 1, Profil I).

Wie ich bereits früher (Lit. 5) erwähnte, zeigt sich im Rickenprofil am Südrand der granitischen Molasse (Aquitane) eine mittelsteil NNW-fallende Randunterschubung. Längs derselben sind die mergelreichen, steilgestellten Schichten des limnoterrestrischen Stampien (= Chattien) unter die starre Sandsteinplatte der granitischen Molasse hineingepresst worden. Westlich Uznach mündet die Randunterschubung in die eigentlichen Kernstörungen der südlich folgenden Antiklinale Uznacherberg—Pfäffikon—Feusisberg (also in die bisher meist als „nördliche Hauptantiklinale“ bezeichnete Antiklinalzone) ein. Wie früher (Lit. 6) gezeigt wurde, ist die Entstehung der Randunterschubung wohl in erster Linie auf die bremsende Wirkung des miozänen Nagelfluhzentrums des Hörnli zurückzuführen. Der aquitane granitische Sandstein bildete hier bis zu einem gewissen Grade mit den überlagernden Miozänagelfluhen eine mechanische Einheit, so dass sich die Hauptschubfläche, eben die eigentliche Randunterschubung, an der Grenze des Aquitane gegen das unterlagernde, mergelreiche Stampien bilden musste. Östlich des Neckers liegt die Randunterschubung im südlichsten Teil der granitischen Molasse selbst (vgl. unten).

Die Beobachtungen deuten darauf hin, dass die Entstehung der Randunterschubung in der letzten Hauptphase der Molassedislokation erfolgte; sie ist eine direkte Folge des verstärkten Zusammenschubes, der sich weiter südlich besonders deutlich in der vermehrten Steilstellung der Speernagelfluhen geltend macht.

Als wichtigste Begleiterscheinungen der Randunterschubung sind zu nennen: 1. lokale, sekundäre Störungen in der nördlich benachbarten Zone des granitischen Sandsteins; 2. ein mittelsteil NNW-fallendes Clivage und kleine, mittelsteil NNW-fallende Längsbrüche (von dm- bis m-Größenordnung) mit vorgeschobenem Unterflügel im südlich benachbarten Stampien. Solche Längsbrüche, welche oft nur die Sandsteinbänke, nicht aber die Mergel durchschneiden, sind z. B. zu beobachten im Kern der ersten ostschweizerischen Antiklinale bei Schwanzbrugg im Neckertal (vgl. auch Lit. 6) und im Südschenkel der Giegenbach-Synklinale im Giegentobel NW Rieden (vgl. Lit. 6). Während der Entstehung der Randunterschubung dürften auch die südlich derselben liegenden, schon vorher steil SSE-fallenden Schubflächen in der Gäbriszone und an der Basis der Kronbergzone s. l. bis in ihre heutige, z. T. fast saigere Lage aufgerichtet worden sein. Ausserdem wäre es möglich, dass die betreffenden Schubflächen an den genannten kleinen Längsbrüchen z. T. leicht versetzt worden wären (vgl. die Darstellung auf Profil 15 auf Tafel IV in Lit. 6), wo die allfälligen Versetzungsbeträge des kleinen Maßstabes der Zeichnung wegen stark übertrieben werden mussten).

Die Feusisberger Antiklinale hat ihr wahrscheinliches Äquivalent in einer enggepressten Antiklinale, welche im Böllenbergtobel (ENE Uznach) aufgeschlossen ist (vgl. Tafel VI). Die südlich folgende Antiklinalzone von Lachen streicht ebenfalls noch nördlich (nicht südlich, wie von H. RENZ [Lit. 16] angenommen wurde) um den unteren Buchberg herum; eine wenig südlich der bereits genannten ebenfalls im Böllenbergtobel ENE Uznach weniger deutlich sichtbare offene Antiklinale könnte als östliches Äquivalent eines Teiles dieser Zone aufgefasst werden.

Damit ist die von RENZ (Lit. 16) gemachte Annahme, dass die Synklinale von Lidwil sich in diejenige des unteren Buchbergs fortsetze, unhaltbar geworden.

Die Synklinale des unteren Buchbergs liegt, wie aus der Tafel ersichtlich ist, erst südlich der Antiklinalzone von Lachen; es handelt sich dabei nicht um eine geschlossene Synklinalbiegung, sondern um eine enge Synklinalknickung mit komplex gestörter Kernzone.

Im Profil Ricken-Regelstein suchen wir vergeblich nach einer Fortsetzung der Antiklinalstörungen des Uznacher Gebietes. So weit es die Aufschlüsse zu beurteilen gestatten, folgt in diesem Profil wenig südlich der Randunterschiebung eine steile Antiklinalstörung, die als Fortsetzung der ostschweizerischen Antiklinale A_2 zu betrachten ist (vgl. auch Lit. 6 und Tafel VI). Nach der bisherigen Auffassung war sie die Fortsetzung der ostschweizerischen Antiklinale A_1 . Südlich dieser Störung folgen zunächst sehr steil SE einfallende stampische Sandsteine und Mergel, dann, über einer sekundären Schubfläche, die mittelsteil (nach oben zu flacher) SE-fallende Normalserie des Regelsteins (Ebnater Schichten, Stampien, vgl. Lit. 6). Südlich des Regelsteins queren wir zunächst die im Kern gestörte Giegenbach-Synklinale, darauf die ebenfalls von einer Kernstörung durchsetzte Breitenau-Antiklinale. Diese letztere stellt nach bisheriger Auffassung (vgl. RENZ, Lit. 16) die westliche Fortsetzung der ostschweizerischen Antiklinale A_2 dar; wie wir schon oben gesehen haben, muss diese Ansicht heute verlassen werden. In Wirklichkeit geht die Giegenbach-Synklinale nach Osten zu in den nördlichen, die Breitenau-Antiklinale in den südlichen Streichknick der Toggenburger Flexur der Kronbergzone über (vgl. auch Lit. 6 und Tafel VI). Nach W zu dürfte die Breitenau-Antiklinale in die Rigiauverschiebung übergehen oder in dieselbe einmünden (vgl. Darstellung auf Tafel VI).

Schon E. BAUMBERGER (Lit. 2) hat darauf aufmerksam gemacht, dass in der Tuggener Tiefbohrung (welche E von Tuggen, wenig südlich des unteren Buchberges, gemacht wurde) stampische Schichten in unerwarteter Mächtigkeit angetroffen wurden. Trotzdem wurde kein Rupélien, sondern nur limnoterrestri-sches Stampien durchfahren. Schon diese Tatsache macht die Annahme beträchtlicher tektonischer Komplikationen im nördlichsten Teil der Kronbergzone s. l. auch im Abschnitt der Linthebene notwendig; denn wenn es sich bei der von Tuggen bis nach Reichenburg hinüber reichenden Serie um eine ungestörte, einheitlich SSE-fallende Schichtfolge von limnoterrestri-schem Stampien (Chattien) handeln würde, so würde dieselbe eine Mächtigkeit aufweisen müssen, die diejenige aller bekannten Chattienserien der subalpinen Molasse übersteigt.

Am Südrand der Kronbergzone ist zwischen Lutherntal und Linthebene eine Quetschzone ausgebildet, die sog. Zone Kronberg-Süd (vgl. Lit. 6). Sie besteht aus limnoterrestri-schem Stampien und ist auf die Normalserie der Kronbergzone längs der Tanzboden- und der Luthernaufschiebung aufgeschoben. Die Tanzbodenaufschiebung erreicht die Linthebene NNE von Rufi (vgl. Tafel VI). Unter den innerhalb der Quetschzone am Südrand der Kronbergzone (Zone Kronberg-Süd) gelegenen Störungen ist als eine der bedeutendsten die vielleicht aus mehreren benachbarten Schubflächen bestehende Fährbergaufschiebung zu nennen. Sie verläuft W des Wengibachtales nach SSW zur Linthebene hinunter, welche sie ca. 1 km SE Rufi, d. h. wenig nördlich der Schorhüttenbergaufschiebung, erreicht.

Wie schon früher (Lit. 4) ausgeführt, teilt sich die Speerzone s. l. zwischen der Thur und der Linthebene in die Schorhüttenbergschuppe im N und die Speerschuppe im S. Die Aufschiebung an der Basis der Schorhüttenbergschuppe, die Schorhüttenbergaufschiebung, biegt W des Wengibachtales nach SSW zurück; sie erreicht die Linthebene ca. 1,3 km NE Schänis. Von der aquitanen Nagelfluhzone des Kronbergs (Kronbergzone s. str., vgl. Lit. 6)

sind im Profil Regelstein-Speer nur die untersten Bänke vorhanden. Dies möchte ich darauf zurückführen, dass hangendere Teile dieser Zone in Nagelfluhfazies hier überhaupt nie abgelagert worden waren. Dieser Umstand dürfte auch mit ein Grund für die grosse Breitenentwicklung der Schorhüttenbergschuppe in diesem Abschnitt sein. Nach der bisherigen Auffassung (Lit. 16, Übersichtskärtchen) wäre anzunehmen, dass sich die heutige Schorhüttenbergschuppe nach W hin in den Nordschenkel der Biltener Antiklinale fortsetzt. Angesichts der auffälligen Reduktion der genannten Schuppe bei Schänis erscheint es aber nicht ausgeschlossen, dass sie im Raume unter der Linthebene ganz auskeilt. Die Rempenaufschichtung und die Synklinale von Ruobenschwend (Wäggitalgebiet, vgl. weiter oben) würden in diesem Falle nach E hin in Schubflächen innerhalb der Quetschzone am Südrand der Kronbergzone übergehen. Möglicherweise ist der Zusammenhang der verschiedenen tektonischen Elemente der Speerzone s. l. im Raume westlich der Linthebene mit denjenigen östlich der Linthebene im einzelnen auch noch durch Querbrüche gestört, welche unter dem Quartär der Linthebene noch bis in die Kronbergzone hinausreichen könnten.

6. Die Zone der „nördlichen Antiklinale“ („Antiklinalzone s. str.“) im Urnäsch- und Sittergebiet.

Zwischen der mittelsteil NNW-fallenden granitischen Molasse im N und der SSE-fallenden Gäbrisnagelfluhzone (oder Gäbriszone s. str., vgl. Lit. 6) im S liegt in dem in Rede stehenden Gebiet jene mehr oder weniger breite und komplexe Zone generell steil einfallender aquitaner und stampischer Gesteine, innerhalb welcher der Nordschenkel der „nördlichen Antiklinale“ in den Südschenkel übergeht. RENZ hat diese Zone in Anlehnung an GUTZWILLER „Antiklinalzone s. str.“ genannt.

Diese Antiklinalzone s. str., im bisherigen Umfang aufgefasst, lässt sich in dem besprochenen Gebiet in drei tektonische Unterzonen gliedern:

1. In eine nördliche, unter das mittelsteil NNW-fallende Aquitan der granitischen Molasse hineingepresste Zone meist steil NNW-fallender, von Detailstörungen durchsetzter aquitaner Sandsteine und Mergel: Zone von Unterbach (nach der Lokalität Unterbach bei Trogen, wo diese Zone in grosser Breite entwickelt ist).

2. In eine mittlere Zone sehr steil einfallender gelbgrauer Mergel, Kalksandsteine und untergeordnet granitischer Sandsteine: Zone der Teufelsmauern (so genannt nach den mauerartig geklüfteten Kalksandsteinen der Urnäschschlucht SE Waldstatt; vgl. auch Lit. 16).

Die Zone der Teufelsmauern gliedert sich in eine Serie generell steil NNW-fallender und eine südliche Serie generell steil SSE-fallender Schichten. Zwischen beiden verläuft die Haupt-Kernstörung der nördlichen Antiklinale (vgl. auch Tafel VI, ferner Fig. 2 und 3: A₁).

3. In eine südliche, ebenfalls noch stampische Zone meist 30° bis 60° SSE-fallender mächtiger Kalksandsteine und gelbgrauer Mergel: Zone des Appenzellersandsteins (vgl. auch Lit. 16).

Wie aus den folgenden Ausführungen und aus Tafel VI, ferner Fig. 2 und 3 zu entnehmen ist, bildet die Zone des Appenzellersandsteins in dem besprochenen Gebiet im wesentlichen die normalstratigraphische Basis der Zone der Gäbrisnagelfluh (Gäbriszone s. str.), ist aber andererseits von der Zone der Teufelsmauern durch eine Schubfläche bzw. Schubzone getrennt. Aus diesen Gründen wäre es

also zu rechtfertigen, den Begriff der Antiklinalzone s. str. auf die Zonen 1 und 2 zu beschränken. Mit Rücksicht auf die bisherige Einteilung und angesichts der Tatsache, dass auch innerhalb der Zone des Appenzellersandsteins noch lokale Schichtverbiegungen und Detailstörungen vorkommen (vgl. Fig. 3), verwenden wir den Begriff der Antiklinalzone s. str. hier im bisherigen Umfang.

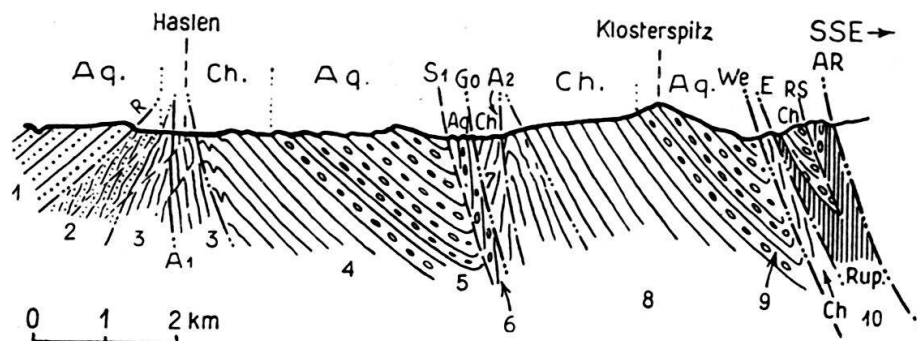


Fig. 2. Schematisches Übersichtsprofil durch die appenzellische subalpine Molasse.

Abkürzungen: Vgl. Abkürzungen zu Tafel VI und Fig. 1.

- Legende: 1 = Zone des granitischen Sandsteins (Aquitain)
 2 = Zone von Unterbach (Aquitain)
 3 = Zone der Teufelsmauern (Chattien)
 4 = Zone des Appenzellersandsteins (Chattien)
 5 = Gäbriszone s. str. (Aquitain)
 6 = Forstzone (Aquitain)
 7 = Zone von Warmesberg (Chattien)
 8 = Nördliche Stampienzone der Kronbergzone s. l. (Chattien)
 9 = Kronbergzone s. str. (Aquitain)
 10. = Speerzone s. l. W Weissbad (Rupélieu und Chattien)

a) Zone von Unterbach.

Im Gebiet von Unterbach bei Trogen ist diese Zone ca. 750 m breit. Am Rotbach und an der Sitter beträgt ihre Breite noch ca. 450 m, an der Urnäsch ist sie auf ca. 200 m zusammengeschmolzen. Weiter W scheint sie ganz auszuweichen. Am Necker gehören vielleicht die unmittelbar S der Randunterschiebung liegenden Schichten in einer Mächtigkeit von höchstens 20 m noch zur Zone von Unterbach; hierfür fehlen aber sichere Beweise und deshalb wurden dieselben in Lit. 6 und auf der dieser Arbeit beigegebenen Tafel bereits zum Stampien (Zone der Teufelsmauern) gerechnet.

Die Nordgrenze der Zone von Unterbach ist eine Unterschiebung, die sog. Randunterschiebung (vgl. Lit. 6, ferner Lit. 15, p. 69 und Lit. 19, p. 240). Sie ist die östliche Fortsetzung der im Gebiet zwischen Neckertal und Gommiswald an der Südgrenze der granitischen Molasse verlaufenden Randunterschiebung.

Im folgenden sei kurz auf die Entwicklung der Zone von Unterbach im Urnäsch-, Sitter- und Rotbachprofil eingegangen.

An der Urnäsch liegt das bekannte „Auengewölbe“ (ca. 1 km SE Bahnhof Waldstatt, S.A. Blatt 221 Schwellbrunn) am Nordrand der Zone; wie bereits früher (Lit. 6) erwähnt, dürfte die Fortsetzung der am Necker zu konstatierenden Randunterschiebung unmittelbar N des „Auengewölbes“ verlaufen. Dieses ist kein vollständiges Gewölbe, sondern nur eine starke Stauchung in steil NNW-fallender granitischer Molasse. Die S des Gewölbes sichtbaren Aquitanschichten

fallen 60° — 70° nach 322° — 325° (d. h. ungefähr nach NW) ein. Aufgeschlossen sind in der Hauptsache nur granitische Sandsteine und feinkörnige glimmerreiche Sandsteine. Die Südgrenze der Zone von Unterbach ist an der Urnäsch nicht deutlich aufgeschlossen; ich vermute sie ca. 80 m S des Auensteiges, d. h. ca. 250 m S des Auengewölbes.

An der Sitter (vgl. Tafel VI, Fig. 2 und 3) beginnt die Zone von Unterbach im N ca. 550 m N des Steges Christes-Würzen (S.A. Blatt 222 Teufen). Auch hier liegt, wie das Profil (Fig. 3) deutlich zeigt, und worauf auch F. SAXER hingewiesen hat (vgl. Lit. 19, p. 239) an der Nordgrenze der Zone die mittelsteil NNW-fallende Randunterschiebung.

Direkt sichtbar ist die Randunterschiebung im untersten Teil des von Haslen herkommenden östlichen Seitentöbelchens, das ca. 550 m N des Steges Christes-Würzen in die Sitter mündet. Südwestlich dieser Stelle lässt sich am linken Hang des Sittertobels entlang die südlichste Bank der mittelsteil NNW-fallenden Zone des granitischen Sandsteins noch ca. 300 m weit nach SW verfolgen.

In der Zone von Unterbach sind vor allem feinkörnige, harte, glimmerreiche Sandsteine und grobkörnige, granitische Sandsteine aufgeschlossen. Die seltener sichtbaren Mergel sind grünlichgrau, hier und da auch bräunlich oder rötlich getönt. Die Schichten fallen im allgemeinen steil nach NNW ein (Streichen ca. N 60° W, annähernd parallel zum Streichen der NNW anschließenden Zone des granitischen Sandsteins). Ähnlich wie weiter östlich bei Trogen (vgl. Lit. 15, p. 69 und 19, p. 240) zeigt sich aber an verschiedenen Stellen sekundäre Fältelung. Es handelt sich um meist antiklinalartige Biegungen, die jedoch nirgends vollständig sind und stets von sekundären Schubflächen begleitet werden. Diese Biegungen können meiner Ansicht nach auch nicht dahin gedeutet werden, dass grössere Teile der Zone von Unterbach sich in steil nach NNW überkippter Lagerung befinden; im Gegenteil fällt weitaus der Hauptteil der Zone normal steil nach NNW ein. Die Südgrenze der Zone wurde wenig S des Steges Christes-Würzen angenommen (vgl. Fig. 3).

Als Ganzes betrachtet, bildet die Zone von Unterbach an der Sitter eine ausgesprochene Quetschzone. Ihre jetzige Lagerung erhielt sie während der letzten Dislokationsphase der subalpinen Molasse, als sie unter die mittelsteil NNW-fallende Zone des granitischen Sandsteins hineingepresst wurde.

Ähnlich entwickelt wie an der Sitter ist die Zone von Unterbach auch im Gebiet des etwas weiter östlich gelegenen Tales des Rotbachs. Am Rotbach selbst liegt die Nordgrenze der Zone, d. h. die Randunterschiebung, ca. 330 m ESE des Strassenviaduktes Teufen-Haslen. Der nördliche Teil der Zone von Unterbach besteht dort aus meist 55 — 65° NNW-fallenden aquitanen Gesteinen. Flaches (5° NNW) und mittelsteiles (35 — 45° NNW) Fallen zeigt sich etwas weiter südlich an der südlichen Ausbiegung des Rotbaches westlich der Mündung des Goldibaches (vgl. S.A. Blatt 222 Teufen). Am untersten Goldibach selbst verläuft die Randunterschiebung ca. 250 m N seiner Mündung in den Rotbach. Es folgen dort auf 45° NNW-fallende granitische Sandsteine nach S hin plötzlich 83° NNW-fallende Aquitangesteine. Weiter östlich wurde die Randunterschiebung bereits von F. SAXER bei Trogen beschrieben (Lit. 19, p. 240). Der südliche Teil der Zone von Unterbach ist am Rotbach oberhalb der Mündung des Goldibaches aufgeschlossen. Er besteht aus gequetschten, meist flach bis steil NNW-fallenden Schichten; die Südgrenze der Zone dürfte ca. 100 m NW der oberen Lochmühle verlaufen.

Sowohl an der Sitter wie am Rotbach dürfte die Südgrenze der Zone von Unterbach am ehesten als eine sekundäre Schubfläche zu deuten sein, welche wie

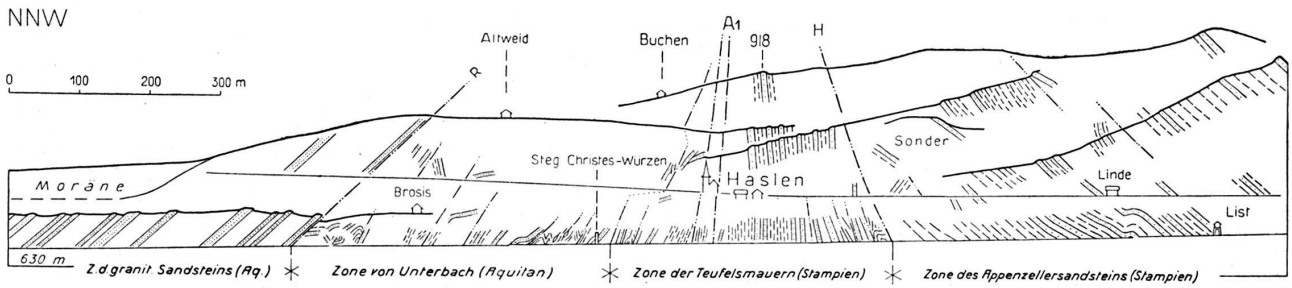


Fig. 3. Die Antiklinalzone s. str. bei Haslen an der Sitter.

Abkürzungen: Vgl. Tafel VI.

Sandsteinsignatur: Engpunktiert: granitischer Sandstein, weit punktiert: Kalksandstein.

die internen Störungen der Zone von Unterbach steil nach NNW einfallen dürfte (vgl. Fig. 3).

b) *Zone der Teufelsmauern.*

An der Urnäsch reicht die Zone der Teufelsmauern von ca. 80 m S des Auensteiges (vgl. oben) bis ca. 420 m N des Steiges von Aeschen-Heusonder (S.A. Blatt 221 Schwellbrunn). Sie ist hier also ca. 750 m breit. Die eigentlichen „Teufelsmauern“, die der ganzen Zone den Namen geben, liegen wenig SE der Mündung des Murbaches in die Urnäsch, ca. 1,4 km SE Bahnhof Waldstatt.

Von den früheren Autoren wird die tektonische Stellung der Zone der Teufelsmauern lebhaft erörtert, insbesondere die Frage, ob es sich um eine einheitliche, stratigraphisch normale Schichtfolge handelt oder um eine einfach oder mehrfach gedoppelte Serie. Auf Grund meiner Beobachtungen neige ich heute zu der seinerzeit von A. LUDWIG (Lit. 12, p. 134) und teilweise auch von H. RENZ (Lit. 15, p. 71) vertretenen Auffassung, dass der südlich der Mündung des Murbaches liegende Teil, d. h. der Hauptteil der Zone der Teufelsmauern, eine im wesentlichen normalstratigraphische Serie bildet. Danach würden also von der antiklinalen Kernstörung an, welche wenig N der Mündung des Murbaches durchziehen muss, nach S hin immer jüngere Schichten folgen. Komplikationen sind nur im südlichsten Teil der Südserie anzunehmen (vgl. unten). Für diese Auffassung sprechen gewisse Schichtungsmerkmale (Kreuzschichtung; Kegelwülste an der Unterfläche der Kalksandsteine). In den zwischengelagerten Mergeln vorkommende Schieferung weist darauf hin, dass innerhalb dieser im ganzen einheitlichen Serie kleine differentielle Gleitungen stattgefunden haben. Schliesslich muss noch betont werden, dass die Nordgrenze der Zone der Teufelsmauern nicht eine saigere Fläche ist, wie H. LUDWIG (Lit. 23) angenommen hat; sie fällt vielmehr steil nach NNW ein und ist wahrscheinlich als sekundäre Schubfläche zu deuten.

Wie schon erwähnt, sind im südlichsten Teil der Zone der Teufelsmauern sekundäre Komplikationen anzunehmen. Während der nördliche und mittlere Teil der Südserie der Teufelsmauern ungefähr senkrecht gelagert ist und ein Streichen von N 52—58° E zeigt, fällt der südlichste, etwas über 100 m mächtige Teil der Zone mit 76°—78° nach SSE (152°). Sein Streichen beträgt also N 62° E und ist damit deutlich verschieden von demjenigen der nördlich folgenden Schichten. Wahrscheinlich sind diese südlichsten Schichten der Zone längs steil SSE-fallender Schubfläche auf die nördlich anschliessenden leicht aufgeschoben.

Im Sitterprofil ist die Zone der Teufelsmauern wesentlich schmaler als an der Urnäsch, insgesamt nämlich nur ca. 400 m (senkrecht zum Schichtstreichen gemessen). Auch hier liegt die eigentliche antiklinale Kernstörung im nördlichen Teil der Zone (vgl. Fig. 3). Wie Fig. 3 zeigt, reichen vom geologischen Antiklinalkern aus die ungefähr senkrecht gelagerten Schichten höchstens noch ca. 150 m nach SSE. Weiter südlich folgen steil (um 60°—70°) SSE-fallende Schichten, die von sekundären Schubflächen durchsetzt sind und auf die saigere Kernzone wahrscheinlich leicht aufgeschoben sind (vgl. Fig. 3).

In diesen Lagerungsverhältnissen und in der geringeren Gesamtmächtigkeit der Zone kommt der schon früher bekannte Sachverhalt zum Ausdruck, dass die Zone der Teufelsmauern im Sitterprofil axial nicht so stark herausgehoben ist wie weiter im W an der Urnäsch, wo sie ihre maximale Breite erreicht (vgl. auch Tafel VI).

Ähnlich wie an der Urnäsch kommen in der Zone der Teufelsmauern auch an der Sitter neben Kalksandsteinen auch vereinzelt granitische Sandsteine vor.

Dieser stampische granitische Sandstein, der auch an der Basis der Kronbergzone wieder auftritt, kann aus den hangendsten Teilen der Speernagelfluh oder aus dem Rigifächer abgeleitet werden.

Zum Schluss sei noch kurz auf das Rotbachprofil eingegangen. Auch hier gliedert sich die Zone der Teufelsmauern in eine generell steil NNW-fallende, allerdings nur sehr schmale Nordserie und in eine fast senkrecht gelagerte Südserie.

In der Nordserie, nahe der Grenze gegen die Zone von Unterbach, liegt auf der Westseite der Strassenbrücke über den Rotbach, ca. 80 m NNW der oberen Lochmühle, ein Aufschluss, der seinerzeit von KESSELI (Neuere Ansichten über die Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein. Jahrb. d. sankt-gall. naturw. Ges., Bd. 61 [1925], St. Gallen 1926, p. 147—169) als tektonische Nordgrenze der Kernzone der 1. Antiklinale betrachtet wurde. In Wirklichkeit handelt es sich dabei nur um eine ganz sekundäre, interne Störung: Zwischen steil NNW-fallenden Kalksandsteinbänken (hie und da mit Übergängen zum granitischen Typus), Mergelsandsteinen und Mergeln liegt ein ca. 10 m mächtiges Paket flach WNW-fallender ähnlicher Mergel und Mergelsandsteine. Wir erblicken darin einen Beweis für intensive differentielle Gleitungen, wie wir sie in der Antiklinalzone s. str. auch an anderen Stellen annehmen müssen.

Die Südserie der Teufelsmauernzone ist am Rotbach gegenüber dem Sitterprofil noch weiter reduziert.

c) *Zone des Appenzellersandsteins.*

Diese Zone reicht an der Urnäsch nach S hin bis auf die Höhe von Stick. (S.A. Blatt 221 Schwellbrunn.) Ihre Mächtigkeit beträgt hier etwas über 500 m. Sie fällt im N ca. 60°, im S ca. 52° nach SSE (Streichen ca. N 62° E) und grenzt längs einer oder mehreren eng benachbarten, steil SSE-fallenden Schubflächen an die Zone der Teufelsmauern. Diese Schubfläche oder Schubzone ist am ehesten, ähnlich wie an der Sitter (vgl. weiter unten), als leichte Aufschiebung zu deuten, d. h. die nördlichsten Schichten der Zone des Appenzellersandsteins sind hier noch um wenig älter als die nördlich anschliessenden südlichsten Schichten der Zone der Teufelsmauern. Weiter westlich, in der mutmasslichen Verlängerung dieser Schubfläche im Neckergebiet, dürfte dies nicht mehr zutreffen.

Das erwähnte Streichen von N 62° E ist ungefähr dasselbe wie dasjenige des südlich anschliessenden Teils der Gäbrisnagelfluhzone, weicht jedoch von demjenigen des Hauptteils der Zone der Teufelsmauern um 4°—10° nach E hin ab.

Die Südgrenze der Zone des Appenzellersandsteins verläuft etwas anders, als dies auf der Karte von A. LUDWIG (Lit. 23) dargestellt ist. Nach jener Karte müsste angenommen werden, dass der Kontakt des untersten Aquitan der Gäbrisnagelfluhzone mit dem unterlagernden Stampien ungefähr saiger sei. In Wirklichkeit fallen die betreffenden Schichten aber ca. 52° nach SSE ein. Wenn wir die fraglichen Grenzsichten vom Necker gegen die Urnäsch verfolgen, so zeigt sich, dass sie die Urnäsch unweit S Stick., d. h. ca. 300—350 m weiter S als nach der Karte von LUDWIG, erreichen; dies vorausgesetzt, dass die betreffende Grenze auf der LUDWIG'schen Karte bei Schlatt, 1,9 km ENE der Urnäsch, annähernd richtig eingetragen ist.

Durch Säugetierfunde, welche kürzlich von P. E. REGLI (Appenzell) gemacht wurden und von J. HUERZELER (Basel) bestimmt wurden (pers. Mitt.), hat sich bestätigt, dass die Stampien-Aquitangrenze an der Urnäsch etwas weiter südlich liegt als nach der Karte von LUDWIG und dass die am Südrand der Zone des Appenzellersandsteins liegende unterste Gäbrisnagelfluh und die dieselbe be-

gleitenden Sandsteinbänke noch ins Stampien gehören. Diese alleruntersten Gäbrisnagelfluhen sind fast reine Kalknagelfluhen; nur ganz vereinzelt treten darin Gneise auf.

An der Sitter erstreckt sich die Zone des Appenzellersandsteins von ca. 0,7 km SW Kirche Haslen bis ca. 1,7 km S Kirche Haslen. Nach S zu reicht sie bis zu der untersten deutlich hervortretenden Gäbrisnagelfluhrippe, derjenigen von Mittelholz. Die Gesamtmächtigkeit der Zone des Appenzellersandsteins ist somit beträchtlich grösser als an der Urnäsch; sie beträgt gut 900 m. Sie beginnt unten mit einer über 100 m mächtigen Mergelserie; erst über derselben folgen die ersten Sandsteinbänke. Das Schichtfallen ist an der Sitter selbst merklich flacher als an der Urnäsch; es liegt meist zwischen 30° und 45° nach SSE; am Osthang des Sittertales wurde im unteren, nördlichen Teil der Zone z. T. steileres südliches Einfallen gemessen (vgl. Fig. 3).

Wie an der Urnäsch, ist auch an der Sitter die Zone des Appenzellersandsteins im wesentlichen die normalstratigraphische Basis der Gäbrisnagelfluhzone (Gäbriszone s. str.)⁴⁾. Ebenso liegt auch hier an der Basis der Zone des Appenzellersandsteins eine steil SSE-fallende Schubfläche. Die mächtige Mergelserie an der Basis der Zone entspricht vielleicht stratigraphisch den Mergeln des Antiklinalkerns, der untere Teil der Appenzellersandsteine vielleicht den Sandsteinen der Südserie der Teufelsmauernzone. In diesem Falle stellt die genannte Schubfläche an der Grenze beider Zonen eine Aufschiebung dar (Aufschiebung von Haslen). Damit wäre die Existenz einer Gäbrisschuppe, wie sie von J. SAXER (Lit. 17) angenommen wurde, bestätigt.

Während die Zone der Teufelsmauern von der Sitter an gegen W breiter wird, wird auf der gleichen Strecke die Zone des Appenzellersandsteins gegen W W zu immer schmaler. Auch westlich der Urnäsch hält dieses Schmälerwerden an; am Necker ist die Zone bis auf geringe Reste ausgekeilt. Ich halte dieses Auskeilen für tektonischer Natur und glaube, es mit der Annahme erklären zu können, dass gegen W zu sukzessive immer höhere Schichten der Zone des Appenzellersandsteins von der Zone der Teufelsmauern seitlich abgeschert werden.

7. Die Forstzone.

Südlich an die SSE-fallende Normalserie der Gäbrisnagelfluhen (Gäbriszone s. str. und Sommersbergzone) schliesst sich — von Altstätten im Rheintal bis zum Necker verfolgbar — eine schmale Zone steilgestellter Nagelfluhen vom Gäbristypus: die Forstzone.

Die Bezeichnung „Forstzone“ geht auf die Lokalität Forst (S Altstätten, Rheintal) zurück.

A. LUDWIG hat als erster die tektonische und stratigraphische Stellung der Forstzone genauer untersucht (Lit. 13). Er wies insbesondere darauf hin, dass die Forstnagelfluhen nicht einen Bestandteil des Südflügels der ostschweizerischen 2. Antiklinale bilden, sondern dass sie im Südflügel der ostschweizerischen 1. Synklinale (S_1 auf Tafel VI) liegen. Er wies ferner darauf hin, dass die Forstnagelfluhen in jeder Beziehung durchaus mit den Gäbrisnagelfluhen übereinstimmen, wenn man von der geringeren Gesamtmächtigkeit der Forstnagelfluhzone absieht. Die Parallele zwischen den beiden Nagelfluhbildungen geht so weit, dass die

⁴⁾ Wenn wir von sekundären Schubflächen absehen, die innerhalb des nördlichen Teiles der Zone des Appenzellersandsteins auftreten und sich in topographisch höherer Lage (Osthang des Sittertales) nach oben hin akzentuieren.

untersten (d. h. südlichsten) Forstnagelfluhen gleich wie die untersten Gäbrisnagelfluhen noch beinahe frei von kristallinen Geröllen sind und dass sich dann der Prozentsatz der kristallinen Gerölle in ähnlichem Maße wie bei den Gäbrisnagelfluhen gegen das Hangende hin vergrößert. A. LUDWIG betrachtete den Zusammenhang zwischen den beiden Nagelfluhzonen als einen normalsynklinalen. So kam er dazu, Forstnagelfluh und Gäbrisnagelfluh als gleichaltrig zu betrachten.

Diese Auffassung LUDWIG's wurde von H. RENZ im wesentlichen übernommen, allerdings mit dem Vorbehalt, dass unweit S der Synklinalbiegung S_1 (vgl. Tafel VI) eine Aufschiebung durchzieht, die RENZ „Stossaufschiebung“ nennt (nach der bekannten Lokalität Stoss E Gais). Danach wäre die Forstzone gegenüber der Gäbrisnagelfluhzone längs der Stossaufschiebung um 2—3,5 km gehoben. Die Forstnagelfluh würde somit nur etwa der unteren Hälfte der Gäbrisnagelfluhzone entsprechen; möglicherweise seien sogar die untersten Forstnagelfluhen als stratigraphisch tiefer aufzufassen als die untersten Gäbrisnagelfluhen.

Neuerdings (Lit. 19, p. 242) erwägt F. SAXER auf Grund tektonisch-lithologischer Überlegungen, ob nicht die Forstzone jünger als die Gäbrisnagelfluhzone und als die weiter S gelegene Kronbergnagelfluhzone sein könnte. Die Forstnagelfluhen wären danach erst nach einer ersten Molassedislokations(faltungs-)Phase in einem flachen Trog zwischen den bereits herausgehobenen Nagelfluhzonen des Gäbris-Sommersberg (im N) und des Kronberg (im S) entstanden.

Meine Beobachtungen über die Stellung der Forstzone lassen sich etwa wie folgt zusammenfassen:

In einem am Ostrand der Forstzone, unweit W Altstätten gelegten Querprofil ist diese Zone annähernd 1 km mächtig (vgl. Tafel VI), d. h. annähernd so mächtig wie die N benachbarte Gäbrisnagelfluhzone. Wie schon LUDWIG und RENZ gezeigt haben, beginnt die Nagelfluhschüttung der Forstzone hier stratigraphisch unten, d. h. im S, mit Kalknagelfluh, die daneben lediglich metamorphe kristalline Gerölle führt. Nichtmetamorphes Kristallin erscheint erst in den höheren (nördlicheren) Bänken. Die Forstnagelfluh ist somit ein Spiegelbild der Gäbrisnagelfluh. Nur die obersten Schichten der Gäbriszone s. str. (Mergelzone des Brendenbachs) sind in der Forstzone nicht mehr vertreten. Dementsprechend ist hier auch der Mächtigkeitsunterschied zwischen den beiden Zonen sehr gering, nämlich nur ca. 0,2—0,3 km. Die Stossaufschiebung ist deshalb bei Altstätten nur eine unbedeutende Sekundärstörung. Ich komme damit zum Resultat, dass die Forstnagelfluh, wie dies schon von LUDWIG angenommen wurde, das gleiche Alter besitzt wie die Gäbrisnagelfluh und ihre direkte SSE-Fortsetzung bildet. Sie dürfte danach dem Aquitan angehören (vgl. auch die Ausführungen über das Alter der Kronbergnagelfluhzone in Lit. 6).

Versuchen wir, die Forstnagelfluhen nach WSW, gegen das Gebiet von Stoss hin zu verfolgen und begehen wir zu diesem Zwecke das unterste linke Nebentobel des Widenbaches (das bei ca. 525 m in den Widenbach mündet; vgl. S.A. Blatt 225 Kobelwald), so tritt uns in diesem Tobel statt der erwarteten WSW-Fortsetzung des südlichen und mittleren Teils der Forstnagelfluhzone eine von zahlreichen Sekundärkomplifikationen durchsetzte, oft steil NNW, an manchen Stellen auch steil SSW fallende Serie gelblichgrauer Mergel und Kalksandsteine entgegen. Die Kalksandsteine sind z. T. deutlich kreuzgeschichtet; die ganze Serie erinnert sehr stark an die Verhältnisse, wie wir sie aus der stampischen Basis der Kronbergzone s. l. kennen, steht dagegen in frappantem Gegensatz zur Forstzone. Zahlreiche kleine Wechsel im Streichen und Fallen der Schichten weisen darauf hin, dass hier eine ausgesprochene Quetschzone vor uns liegt. Ich nenne sie nach der Lokalität Warmesberg „Zone von Warmesberg“.

Ähnliche, steil gelagerte Mergel- und Kalksandsteinschichten treffen wir auch weiter WSW im oberen Teil des Widenbachtobels selbst. Auch beidseits des grossen Rutsches beim Stoss sind sie aufgeschlossen, hier allerdings begrifflicherweise nur noch zum kleinen Teil in der ursprünglichen Lagerung. Bisher wurde angenommen, dass diese Mergel- und Kalksandsteinschichten die direkte WSW-Fortsetzung der Forstnagelfluhen bei Altstätten bilden, m. a. W., dass die Forstnagelfluh in der betreffenden Gegend seitlich in eine Mergel-Sandsteinserie übergegangen ist. Ich halte dies aber auf Grund der erwähnten Verhältnisse für ausgeschlossen; ich komme zum Schluss, dass es sich bei den eben besprochenen Schichten nicht um Aquitan, sondern um limnoterrestisches Stampien handelt, und zwar um einen nördlichen Teil der gestörten stampischen Schichten des hier komplex gebauten „Kernes“ der ostschweizerischen Antiklinale A_2 .

Die Zone von Warmesberg wäre also nicht die Fortsetzung der aquitanen Nagelfluhzone des Forst. Sie ist aber auch nicht einfach die normalstratigraphische Unterlage der Forstzone, sondern zwischen beiden Zonen ist eine evtl. aus mehreren benachbarten Schubflächen bestehende Aufschiebung anzunehmen; diese biegt dann zwischen Altstätten und Stoss plötzlich nach ESE zurück.

Zur Ergänzung dieser Beobachtungen wollen wir noch kurz auf die Verhältnisse eingehen, wie sie weiter westlich, bei Appenzell und Gonten, vorliegen.

N Appenzell, E der Sitter, verläuft die Forstzone in einer Mächtigkeit von etwas über 500 m zwischen den Töbeln des Lauftenbaches (im S) und dem Tobel des WSW Spielbrüggli (vgl. S.A. Blatt 224 Appenzell) in die Sitter mündenden Baches (im N). Auch hier liegt offenbar zwischen Gäbriszone s. str. und Forstzone keine bedeutende Aufschiebung, sondern nur ein enggepresster, von sekundären Störungen begleiteter Synklinalknick (S_1). Ein schmaler nördlicher Randstreifen der Forstzone fällt hier steil nach NNW, während ihr Hauptteil zu steilem SSE-Fallen überkippt ist. Das deutet auf sekundäre Schubflächen innerhalb der Forstzone. Die Mächtigkeit der Forstzone ist geringer als bei Altstätten, doch ist dies dadurch zu erklären, dass sie infolge interner Abscherungen tektonisch reduziert wurde. Die Forstzone hat hier — weiter W z. T. noch ausgeprägter — den Charakter einer Quetschzone.

Abgesehen von dieser tektonisch bedingten geringeren Mächtigkeit ist die Forstzone auch hier ein getreues Spiegelbild der Gäbrisnagelfluhzone (Gäbriszone s. str.). Auch hier beginnt die Nagelfluhschüttung stratigraphisch unten, d. h. im S (Lauftenbachtobel) mit Nagelfluhen, welche keine oder nur metamorphe kristalline Gerölle führen, während im nördlichsten Teil Gerölle von nichtmetamorphem Kristallin (Granite usw.) auftreten, wie sie auch in den benachbarten Teilen der Gäbriszone s. str. häufig sind. Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die Hauptmasse der Forstzone hier die unteren Niveaux der Gäbriszone s. str. repräsentieren dürfte, während ein nördlicher Randstreifen derselben den oberen Niveaux der Gäbriszone entsprechen dürfte.

Ähnliche Verhältnisse treffen wir weiter WSW im Tobel des Kaubaches. Hier sind besonders die unteren (südlichen) Niveaux der Forstzone (Nagelfluhen mit metamorphen kristallinen Geröllen) mehrfach erschlossen. Das linksseitige Fundament des Viaduktes der Appenzeller Bahn über das Kaubachtobel stützt sich auf die südlichste, stratigraphisch unterste Nagelfluhbank, eine anscheinend reine Kalknagelfluh. Diese Nagelfluh des Viaduktes ist — im Gegensatz zu den weiter nördlich folgenden — vielleicht schon ins limnoterrestische Stampien (Chattien) zu stellen, ähnlich wie die südlichste Nagelfluh des Lauftenbachtobels, die ebenfalls eine reine Kalknagelfluh ist.

Eine stratigraphisch wahrscheinlich noch etwas tiefere Nagelfluh ist 2 km weiter WSW, nämlich ESE und S Stanzlis (vgl. S.A. Blatt 224 Appenzell) aufgeschlossen; auch diese führt noch keine kristallinen Gerölle. Die Molluskenfunde von Stanzlis (vgl. Lit. 1) sprechen für ein stampisches Alter dieser tiefsten Nagelfluh der Forstzone. Damit wäre die Analogie zur Gäbrisnagelfluh (unterste Gäbrisnagelfluhen im Urnäschprofil, vgl. oben!) eine vollständige.

Südlich der Nagelfluh des Viaduktes der Appenzellerbahn folgt im Kaubachtobel längs deutlicher Schubfläche eine von sekundären Störungen durchsetzte, mindestens 400 m mächtige Zone steil NNW-fallender Mergel mit Kalksandsteinzwischenlagen (vgl. Tafel VI und Fig. 3). Diese Zone ist als westliche Fortsetzung zumindest eines Teils der im nördlichen Nebentobel des Widenbaches aufgeschlossenen oben beschriebenen Stampienzone von Warmesberg aufzufassen.

Stratigraphisch dürfte diese steil NNW-fallende Stampienzone des Kaubaches am ehesten einem Teil der Teufelsmauernzone gleichzusetzen sein. Die nördlich von ihr zu erwartende kalksandsteinreiche Zone, die derjenigen des Appenzellersandsteins entsprechen würde, fehlt am Kaubach zum grössten Teil. Dies dürfte mit der Annahme zu erklären sein, dass die genannte Schubfläche am Nordrand der Zone eine recht bedeutende Aufschiebung ist. Ich fasse diese Gontenbadaufschiebung (vgl. Tafel VI und Fig. 3, Go) als nördliche „Abspaltung“ der Basisaufschiebung der Kronbergzone auf.

Im S wird die genannte Zone begrenzt von den Kernstörungen der ostschweizerischen Antiklinale A₂. Auch hier, im Antiklinalkern, ist u. a. eine Aufschiebung anzunehmen; sie ist wahrscheinlich nicht so bedeutend wie die Gontenbadaufschiebung. Diese südlichere Aufschiebung ist eine südliche „Abspaltung“ der weiter westlich (zwischen Urnäsch- und Neckertal) einheitlichen Basisaufschiebung der Kronbergzone. Eine weitere, südlicher gelegene Schubfläche (oder Schubzone) mit ca. 60° SSE-Fallen liegt am S-Rand des engeren Antiklinalkerns der A₂. Weiter südlich folgen 55° bis 60° SSE-fallende stampische Schichten.

Die steil NNW-fallende Stampienzone des Kaubaches nimmt also eine Zwischenstellung zwischen Kronbergzone (im S) und Gäbriszone (im N) ein. Eine ähnliche, steil N-fallende Stampienzone an analoger Stelle tritt auch S Hemberg im Neckergebiet auf; ich habe sie dort zur Zone Gäbris-Süd (vgl. Lit. 6) gerechnet. Im Kaubachgebiet rechnen wir die betreffende Zone besser zur Kronbergzone, da hier die nördliche Aufschiebung die bedeutendere ist. Im übrigen ist zu sagen, dass an solchen tektonisch komplexen Stellen, deren genaue stratigraphische Einordnung zudem noch nicht überall ganz abgeklärt ist, Zonengrenzen vorläufig noch mit einem Rest von Willkürlichkeit behaftet sind.

Am Schlusse dieses Kapitels möchte ich noch einmal auf die von F. SAXER (Lit. 19) vertretene Anschauung, dass die Forstzone evtl. jünger sei als die Gäbrisnagelfluhzone (Gäbriszone s. str.) zurückkommen. Aus dem oben Gesagten geht hervor, dass die lithologisch-stratigraphischen Gesichtspunkte diese Ansicht nicht stützen. Ein Auskeilen der Forstnagelfluhen im Gebiet des Stoss, wie es übrigens schon von H. RENZ (lit. 15, p. 103) angenommen worden war, lässt sich, wie oben dargetan wurde, nicht nachweisen. Die Sedimentation der Forstzone kann also in diesem Sinne nicht als unregelmässiger bezeichnet werden, als diejenige der Gäbriszone s. str. Auch das Argument der geringeren Gesamtmächtigkeit der Forstzone lässt sich aus den oben angeführten Gründen nicht für ein jüngeres Alter der Forstzone ins Feld führen.

Schliesslich sei noch auf folgenden Punkt hingewiesen: Wenn die Forstnagelfluhen wirklich jüngere, umgelagerte Gäbrisnagelfluh wäre, wäre es kaum erklärlich, warum in derselben, genau wie auch in der Gäbrisnagelfluhzone, strati-

graphisch zuunterst nur Nagelfluhen mit metamorphen kristallinen Geröllen, aber ohne nichtmetamorphe kristalline Gerölle auftreten. Es müsste zweifellos bei der Umlagerung, wenn nicht eine genaue „Umkehrung“ des Geröllbestandes in stratigraphischer Hinsicht, so doch eine Verteilung der Geröllarten eingetreten sein, die von der in der Gäbrisnagelfluhzone vorhandenen verschieden wäre. U. a. müssten die häufigen Nummulitenkalkgerölle der Sommersbergzone schon in den unteren Niveaux der Forstzone zu erwarten sein.

Endlich sprechen auch die geologischen Verhältnisse des Neckergebietes S Hemberg ebenfalls dafür, dass Gäbriszone und Forstzone im wesentlichen gleichaltrig sind und dass die Gäbrisnagelfluhzone nur die NNW-Fortsetzung der Forstzone ist. Beide Zonen heben sich nämlich dort beidseits der Synklinale S_1 miteinander gegen WSW zu axial heraus (vgl. Tafel VI, ferner Tafel II in Lit. 6).

8. Zusammenhänge zwischen Auskeilungserscheinungen und Hauptschubflächen in der ostschweizerischen subalpinen Molasse.

Sowohl am Südrand der Kronbergnagelfluhzone (Kronbergzone s. str., vgl. Lit. 6), als auch an demjenigen der Speernagelfluhzone lassen sich Auskeilungserscheinungen feststellen. In beiden Zonen finden sich die stratigraphisch höchsten Nagelfluhen nämlich nur in einem zentralen Gebiet des Längsprofils. Von diesem zentralen Profil aus nach beiden Seiten hin keilen dann sukzessive zuerst die höchsten, dann immer tiefere Nagelfluhen aus. In der Kronbergzone z. B. sieht man in allen Aufschlüssen, in denen dieses „Auskeilen“ beobachtet werden kann, wie die einzelnen Nagelfluhbänke in Richtung nach der die Zone im S begrenzenden Aufschiebung hin dünner werden und z. T. ganz aussetzen, indem sie seitlich an Mergeln abstossen (vgl. hierüber die eingehende Darstellung in Lit. 6). Es handelt sich dabei offenbar nicht um Faziesübergänge von Nagelfluh in Mergel, sondern um nachträgliche Erosion in Mergel und Wiederauffüllung der geschaffenen Rinnen durch Nagelfluh; die „Auskeilungen“ sind somit nichts anderes als Querschnitte durch die alpenwärtige Uferregion von Nagelfluhstromrinnen.

Angesichts dieser Verhältnisse liegt es sehr nahe, anzunehmen, dass die Schubflächen, welche die Nagelfluhzonen des Kronberg und des Speer nach S hin begrenzen, ursprünglich nicht als „beliebige“ Scherflächen inmitten der betreffenden Nagelfluhschüttungen angelegt worden waren. Diese Schubflächen entstanden beidseits des eigentlichen Schuttfächerzentrums auf grosse Strecken hin ungefähr den genannten alpenwärtigen Auskeilungen der Nagelfluhen entlang. Für die Kronbergzone ist das Schuttfächerzentrum im Querschnitt des Pfingstbodens, für die Speerzone etwa im Querschnitt von Weesen anzunehmen.

Es geht daraus hervor, dass man nicht annehmen kann, die Speernagelfluhschüttung hätte jemals weit über die Alpenrandschubfläche hinaus nach S gereicht. Wohl aber darf als sicher angenommen werden, dass nach Ausglättung der Falten und Berücksichtigung der mutmasslichen Schubeträge diese Alpenrandschubfläche, d. h. vor der tektonischen Zusammenstauung der subalpinen Molasse mindestens 20 km weiter im SSE lag als heute (vgl. Lit. 6). Entsprechend weit reichten also auch die Speernagelfluhen nach SSE.

9. Zusammenfassung einiger Resultate.

a) *Aquitan; „nördliche Antiklinale“.*

Wie ein Vergleich mit der Übersichtskarte von H. RENZ (Lit. 16) zeigt, führten meine Untersuchungen in einigen Punkten zu neuen Resultaten. Am Ostufer des Zugersees reicht die Normalserie der Hohe Rone-Zone nach SSE hin nicht nur bis zum Sagenbach NW Walchwil, sondern noch ca. 500 m über diesen Bach hinaus weiter nach SSE bis knapp N des Walchwiler Dorfbaches. Östlich des Zürichsees, d. h. zwischen Uznacher Gebiet und dem Gebiet E der Sitter, liegt am Südrand bzw. im südlichen Teil der aufgerichteten aquitanen Molasse (vgl. Tafel VI und Profile) eine mittelsteil NNW-fallende Randunterschiebung. Die „nördliche Hauptantiklinale“ der Ostschweiz lässt sich vom Rheintal nicht bis zum Zugersee bzw. bis zur Hohen Rone verfolgen, sondern sie hört schon kurz W des Neckers auf. Ein westliches Äquivalent dieser Antiklinale lässt sich erst wieder in der Gegend von Uznach feststellen. Im Raume des oberen Zürichsees sind nördlich des unteren Buchberges wahrscheinlich zwei offene Antiklinalen anzunehmen; die nördliche setzt sich nach WSW zu in die Feusisberger Antiklinale, die südliche in die Lachener Antiklinalzone hinein fort. Diese beiden letzteren werden weiter W von der Hohe Rone-Aufschiebung schief abgeschnitten. Im appenzellischen Gebiet lässt sich die Zone der nördlichen Antiklinale („Antiklinalzone“) gliedern in die Zone von Unterbach (Aquitan) im N, die Zone der Teufelsmauern (limnoterrestrisches Stampien) in der Mitte und die Zone des Appenzeller-sandsteins (limnoterrestrisches Stampien) im S.

b) *Grindeleggschuppe.*

Die Grindeleggschuppe lässt sich nach E hin bis zur Linthebene verfolgen; sie erreicht diese bei Galgenen, d. h. ca. 1,5 km nördlicher als H. RENZ (Lit. 16) angenommen hatte. Die Grindeleggschuppe ist auf die Zonen der Hohe Rone und des Etzels wahrscheinlich längs mehreren benachbarten Schubflächen aufgeschoben. Eine genaue Festlegung des Alters der Grindeleggschichtfolge war mangels beweisenden Fossilfunden noch nicht möglich; für den Hauptteil der Zone wurde stampisches (chattisches) Alter wahrscheinlich gemacht.

c) *Rigiaufschiebung.*

Der Verlauf der Rigiaufschiebung („Hauptaufschiebung“) wurde vom Zugersee bis zur Linthebene festgelegt. Es wurde der Nachweis erbracht, dass an der Basis der Rigiserie zwischen St. Jost und Hürital, entgegen der Auffassung von J. KOPP (Lit. 9), kein „kristalline Gerölle führender Schuttfächer“ auftritt; die betreffenden, kristalline Gerölle führenden Nagelfluhen gehören nicht zur Rigiserie, sondern noch zum Südrand der Grindeleggschuppe.

d) *Wäggitälgebiet.*

Im Wäggitälgebiet liess sich die Rempenaufschiebung teilweise etwas genauer lokalisieren, als dies bisher der Fall war. NE Rempen verläuft diese Aufschiebung annähernd 300 m weiter SSE, als bisher angenommen wurde.

e) *Toggenburg.*

Die tektonischen Hauptlinien der subalpinen Molasse des toggenburgischen Abschnittes der subalpinen Molasse werden kurz besprochen; eine eingehende Darstellung findet man in Lit. 6.

f) *Forstzone.*

Die südlich der Gäbrisnagelfluhzone gelegene Nagelfluhzone des Forst lässt sich nach W bis zum Necker verfolgen. Dort hebt sich die Forstzone zugleich mit der Gäbrisnagelfluhzone (Gäbriszone s. str.) nach WSW axial heraus. Die Forstzone hat teilweise Quetschzonencharakter. Die Forstnagelfluhen sind nicht jünger, sondern im wesentlichen gleichaltrig wie die Gäbrisnagelfluhen; die Gäbrisnagelfluhen bilden die NNW-Fortsetzung der Forstnagelfluhen; diese wiederum sind die nördliche Fortsetzung der Kronbergnagelfluhen. Sie gehören in der Hauptsache ins Aquitan.

g) *Allgemeine Bemerkungen zur Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal.*

Wie aus der beiliegenden Tafel VI ersichtlich ist, zeigen die tektonischen Hauptlinien des behandelten Teilstückes der subalpinen Molasse im Längsprofil noch stärkere Änderungen, als sie bisher angenommen wurden. Insbesondere ist der Unterschied der Tektonik zu beiden Seiten der Linthebene recht gross, wenn sich auch die grossen Hauptzonen mit einiger Sicherheit über dieselbe hinüber verfolgen lassen.

Nicht nur von Schuttfächer zu Schuttfächer wechselt die Tektonik, sondern schon innerhalb derselben zeigen sich im Streichen auffällige Unterschiede. Als „ruhender Pol in der Erscheinungen Flucht“ erscheinen lediglich die eigentlichen zentralen Nagelfluhschüttungen; gerade aus dem Umstand, dass diese nur eine beschränkte streichende Ausdehnung besitzen, erklärt sich ein Teil der Mannigfaltigkeit der Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal.

Zitierte Literatur.a) *Texte.*

1. BAUMBERGER, E., Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 23, 1930, p. 555—562.
2. BAUMBERGER, E., Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. Mit 2 Tafeln und 1 Kartenskizze. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 24, 1931, p. 205—222.
3. HABICHT, K., Geologie des Stockberggebietes, Toggenburg. Mit einer tektonischen Skizze. *Vorläuf. Mitt. Natf. Ges. Schaffhausen*, XIII. Heft, Nr. 9, 1937, p. 283—287.
4. HABICHT, K., Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. Mit 1 Textfigur. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 31, 1938, p. 370—373.
5. HABICHT, K., Zur Geologie der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 36, 1943, p. 202—203.
6. HABICHT, K., Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. Mit 30 Textfig. und 4 Tafeln. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, N. F., 83. Lfg., 1945.
7. KAUFMANN, F. J., Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Mit 6 Tafeln. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 11. Lfg., 1872, p. 199—364.
8. KLEIBER, K., Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 30, 1937, p. 419—430.
9. KOPP, J. und MARTIN, G. P. R., Die Hauptaufschiebung der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Aegerisee. Mit 2 Textfiguren. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 31, 1938, p. 387—394.
10. KOPP, J., Bemerkungen über das Stampien von St. Adrian (E-Ufer des Zürichsees). *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 36, 1943, p. 300—301.

11. KRAUS, E., Über Sandsteinwülste. Mit 1 Textfig. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. 87, 1935, p. 354—360.
12. LUDWIG, A., EUGSTER, H. und BAECHLER, E., Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im sanktgallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähneren- und Wildkirchligebiet. Mit 3 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p. 125—157.
13. LUDWIG, A., Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais. Eclogae geol. Helv., Vol. 25, 1932, p. 255—256.
14. OCHSNER, A., Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer. Mit 2 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 649—658.
15. RENZ, H., Zur Geologie der östlichen sanktgallisch-appenzellischen Molasse. Mit 10 Textfig. und 9 Tafeln. Jahrb. d. sanktgall. naturw. Ges., Bd. 69 (1937 und 1938), 1937, p. 1—128.
16. RENZ, H., Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. Preisarbeit der Univ. Zürich pro 1935/36. Mit 2 Tafeln. Eclogae geol. Helv., Vol. 30, 1937, p. 87—214.
17. SAXER, F., Das Molasseprofil an der Sitter. Eclogae geol. Helv., 1936, Vol. 29, p. 506—507.
18. SAXER, F., Die Molasse am Alpenrand zwischen der Sitter und dem Rheintal. Mit 1 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938, p. 373—375.
19. SAXER, F., EUGSTER, H., HUEBSCHER, J. u. SCHLATTER, L., Bericht über die Exkursionen der Schweiz. Geol. Gesellschaft in der Nord- und Nordostschweiz. Mit 6 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. 36, 1943, p. 227—253.
20. STAUB, R., Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Mit 8 Tafeln. Denkschr. der Schweiz. Natf. Ges., Bd. LXIX, Abh. 1, 1934.
21. STAUB, R., Bericht über die Exkursion E der Schweiz. Geol. Gesellschaft anlässlich ihrer 50. Jahresfeier. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 415/416.

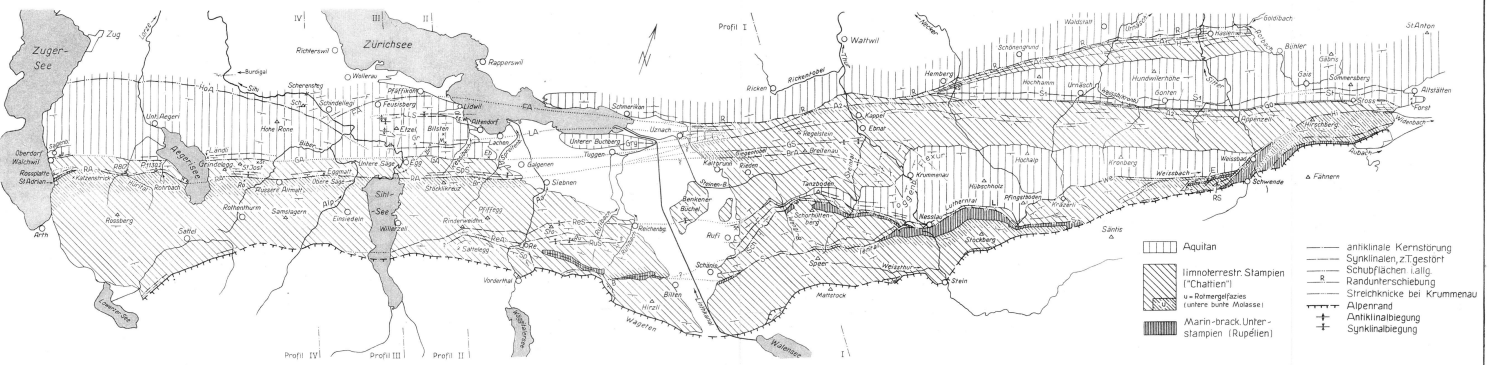
b) Karten.

22. GUTZWILLER, A., Geologische Karte der Schweiz 1:100000. Blatt IX (Schwyz—Glarus—Appenzell—Sargans), Molasseanteil. Herausgegeben von der Geol. Komm. S.N.G., 1875.
23. LUDWIG, A., Geolog. Atlas der Schweiz 1:25000. Bl. 218—221 (Flawil—Herisau—Brunnadern—Schwellbrunn). Herausgegeben von der Geol. Komm. S.N.G., 1930.

Manuskript eingereicht den 9. März 1945.

Tektonische Übersichtskarte der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und Rheintal

von KONRAD HABICHT



- Tektonische Bezeichnungen**
- A₁ = Kernstörung der 1. ostschweizerischen Antiklinale
 - A₂ = Kernaufschiebung der 2. ostschweizerischen Antiklinale
 - E = Kernstörung der Bültenantiklinale
 - BR = Kernstörung der Breitenantiklinale
 - E = Engstobelaufschiebung
 - F = Föhbergaufschiebung
 - FA = Kernstörung der Fenisberger Antiklinale
 - GA = Grindelgegaufschiebung
 - Go = Gontenbadaufschiebung
 - Gry = Grynauer Synkinalstörung
 - GS = Gegenbach-Synkinalstörung
 - H = Aufschiebung von Haslen
 - HI = Hirschbergaufschiebung
 - HoA = Hobe Rone-Aufschiebung
 - L = Löhbergaufschiebung
 - LA = Lachener Antiklinalzone
 - LS = Lüdler Synkinalstörung
 - R = Raudersaufschiebung
 - RA = Rigisauaufschiebung („Hauptaufschiebung“)
 - ReA = Reimpfauaufschiebung
 - ReS = Reichenburger Synklinale
 - RS = Rachenobel-Synkinalstörung
 - RuS = Synklinale von Ruobengschwend
 - S = Speersaufschiebung
 - S₁ = Kern (resp. Kernstörung) der ostschweizerischen Synklinale S₂
 - Sch = Schorlüttenbergaufschiebung
 - Sp = Spitzbergaufschiebung
 - SpS = Spreitenbach-Synkinalstörung
 - St = Stossaufschiebung
 - T = Tamboledaufschiebung
 - We = Weissbachaufschiebung

- Geographische Bezeichnungen**
- Br = Bräggerhof
 - Dr = Druckstollen Eitelwerk
 - Eh = Ebnat
 - E.W. = Zentrale Eitelwerk
 - F = First
 - Gr = Grundegg
 - M = Müllsberg
 - N = Naaschof
 - O = Ochsgrütli
 - Re = Rempen
 - Ro = Rossboden
 - Ru = Ruobengschwend
 - S = Scheuzbrugg
 - Sch = Scherenspitze
 - St = Strättli
 - Sto = Stockberg (Wägglial)
 - T = Teufelbrücke

Masstab 1 : 200 000
0 1 2 3 4 5 10 km

- Aquitan
- ▨ Miozänrestr. Stampien („Chaffren“)
- ▩ Rupelien (untere baltische Molasse)
- ▧ Marin-brack Unterstampien (Rupelien)
- antiklinale Kernstörung
- Synklinale, z.T. gestört
- Schubflächen (allg.)
- Randüberschiebung
- Störcheinne bei Krummenau
- Alpenrand
- Antiklinalbiegung
- Synklinalbiegung