

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 30 (1937)
Heft: 1

Artikel: Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein
Autor: Renz, Hans H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-159720>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.01.2026

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

Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein.¹⁾

Von Hans H. Renz, Zürich.

Mit 2 Tafeln (XII—XIII) und 4 Textfiguren.

Inhaltsübersicht.

Einleitung	88
A. Molasse und Alpen	88
B. Das Material und die Methoden seiner Untersuchung	90
1. Die Konglomerate	91
a) Qualitative NagelfluhunTERSUCHUNGEN	91
b) Die quantitative GeröllunTERSUCHUNG	93
2. Die Sandsteine und Mergel	101
C. Mächtigkeit der subalpinen Molasse	104
D. Stratigraphie und Paläontologie der subalpinen Molasse	107
E. Fazies der subalpinen Molasse	111
F. Regionale Übersicht über die Tektonik und Stratigraphie	114
1. Das Vierwaldstätterseegebiet	114
2. Zwischen Zugersee und Sihlsee	121
3. Zwischen Sihl und Linth	127
4. Zwischen Linth und Rhein	133
5. Zwischen Vierwaldstättersee und Gross-Emme	148
6. Zwischen Gross-Emme und Aare	163
7. Die Grenzregion zwischen Molasse und Alpen	168
a) Zwischen Altstätten und Weesen	168
b) Zwischen Weesen und dem Lowerzersee	172
c) Zwischen Lowerzersee und Pilatus	173
d) Zwischen Pilatus und Thunersee	176
G. Das Strukturbild der subalpinen Molasse	179
1. Die Strukturelemente	179
2. Zur tektonisch-stratigraphischen Übersichtskarte	184
3. Das Problem der Molasse-Randflexur	189
H. Der Molasse-Alpen-Kontakt und das Alter der Molassedislokation . .	191
1. Das Verhältnis zwischen Alpen und Molasse und seine Deutung	191
2. Die Frage nach der Passivität der subalpinen Molasse	193

¹⁾) Von der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich mit dem Hauptpreis gekrönte Preisschrift.

3. Die Frage nach den nächsten Ursachen der Molassedislokation	194
4. Die Frage nach dem Alter der Molassedislokation	196
J. Die Bedeutung alter Erosionsvorgänge in der subalpinen Molasse	199
K. Zur Erforschung der subalpinen Molasse	203
Literaturverzeichnis	205

Einleitung.

Das durch die Preisaufgabe der Universität Zürich pro 1935/36 gestellte Thema „Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein“ gestattete zum vornehmerein eine verschiedenartige Behandlung und Auswahl des Stoffes. Wir erblickten unsere Aufgabe darin, ein möglichst vielseitiges Bild vom heutigen Stand der subalpinen Molasseforschung, ihren Ergebnissen und Problemen zu entwerfen, wobei selbstverständlich mit eigenen Ansichten und kritischen Bemerkungen nicht zurückgehalten wurde. Man mag uns dabei zugute halten, dass wir die subalpine Molasse zwischen Rhein und Aare keineswegs nur aus der Literatur, sondern auch aus eigener Anschauung kennen. Wenn in dem vorliegenden Versuch verschiedene z. T. nicht unwesentliche Fragen nur kurz oder überhaupt nicht berührt wurden, so geschah dies, um unsere Arbeit nicht allzu sehr anschwellen zu lassen, und wenn bei der Deutung der Zusammenhänge da und dort hypothetische Interpretationen noch nicht zu umgehen waren, so mag auch einem solchen Vorgehen im Sinne künftiger Arbeitshypothesen nicht jeder Wert abgesprochen werden.

Allen, die die vorliegende Preisarbeit direkt und indirekt gefördert haben, sei auch an dieser Stelle herzlich gedankt. Seinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. STAUB, ist der Verfasser zu ganz besonderem Danke verpflichtet.

A. Molasse und Alpen.

Dem tieforogenen Stadium (E. KRAUS, Lit. 92) der alpinen Gebirgsbildung, während welchem in den inneralpinen Grossmulden des noch zumeist unter dem Meeresspiegel ruhenden Alpenkörpers die Flyschsedimente (im weitesten Sinne) abgelagert wurden, folgt etwa im mittleren Stampien die sogenannte hochorogene Phase: Das Orogen, in seinen tektonischen Hauptzügen mehr oder weniger fertig angelegt, taucht aus dem Meere empor und wird nun auch im morphologischen Sinne zum eigentlichen Gebirge. Mit diesem Emporsteigen des alpinen Gebirgsstammes geht ein Einsinken an dessen Aussenrändern parallel. Die Ursache hiezu erblicken wir im Abfluss von Magmamassen unter das aufsteigende Gebirge. Im N kommt es so zur Anlage einer nördlichen alpinen Randsenke (Parathetys), deren stetige Vertiefung nach P. BECK (Lit. 20, p. 4) die Folge einer einseitigen Belastung der Vorlandskontinentalplatte durch die nord-

wärts drängende alpine Deckenfront wäre. BECK spricht daher von einer Geo-Isoklinale. In diese hinein verfrachten während des Oligozäns und Miozäns gewaltige, den primären Quertälern der Alpen, d. h. den axialen Depressionen entspringende Ströme die alpinen Abtragsprodukte. Mächtige Schuttkegel, die deltaartig die Vortiefe erfüllenden, bald marinen, bald brackisch-limnischen Gewässer erreichen, überschütten von S her das Vorland und erfüllen den Trog mit jenen orogenen Sedimenten, die heute als Konglomerate, Sandsteine und Mergel das schweizerische Mittelland aufbauen und uns, in ihrem rhythmischen Wechsel, ganz besonders eindrücklich in den Nagelfluhbergen der subalpinen Zone entgegentreten.

Nagelfluh, Sandsteine und Mergel bezeichnen wir in ihrer Gesamtheit als Molassebildungen. Hatte der Begriff Molasse zunächst nur rein lokal-petrographische Bedeutung (SAUSSURE, STUDER, z. T. KAUFMANN und GUTZWILLER), so erweiterte er sich bald (ESCHER, MAYER-EYMAR, ALB. HEIM) zur stratigraphisch-faziellen Bezeichnung für die mitteltertiären Bildungen des schweizerischen Mittellandes, der subalpinen und subjurassischen Zone. Erst heute aber, da wir in den Molasseablagerungen das sedimentäre Abbild einer bestimmten Phase orogener Tätigkeit erblicken und die engen Beziehungen zwischen Orogenese und Vorlandsedimentation ganz allgemein zu erkennen im Begriffe stehen, ist die Bezeichnung Molasse zu einem reinen Faciesbegriff geworden und hat daher, unabhängig vom geologischen Alter, auch auf andere groborogene Sedimente Anwendung gefunden (jotnische Formation Skandinaviens, Oldred Englands, Schottlands, Grönlands und Skandinaviens, z. T. Karbon der Appalachen, Perm der Saar etc.).

Auf die wechselseitigen Beziehungen zwischen Molasse und Alpen ist in neuerer Zeit mehrfach hingewiesen worden, so von BECK, ARBENZ, BAUMBERGER, CADISCH, KRAUS, RICHTER, R. STAUB u. A. Wir begnügen uns an dieser Stelle mit wenigen Hinweisen: Mit dem Aufstieg der Alpen aus dem Meere werden die exogenen Kräfte wirksam, die Verwitterung, die Erosion, der allgemeine Abtrag. Gipfelrinnen, der gegebenen Erosionsbasis jeweilen mehr oder weniger gut angepasst, setzen mit erstaunlicher Konsequenz über alle tektonischen Einheiten der Alpen hinweg. Das in die Vortiefe verfrachtete Material muss daher, bei einigermassen konstanter Abfuhr, Auskunft geben über die während einer bestimmten Zeit im Gebirge herrschenden tektonischen Zustände. In ihrer zeitlichen Folge werden diese Vorlandsedimente alpine Bewegungsphasen widerspiegeln, für deren Erkenntnis und Datierung uns im zentralen Orogen selber keine Sedimente zur Verfügung stehen. Als Abbild derartiger orogenetischer Vorgänge im Rückland kommt den am Aufbau der subalpinen Molasse so wesentlich beteiligten Konglomeraten naturgemäß besondere Bedeutung zu. Denn da bei dem in Frage stehenden Stadium alpiner Gebirgsbildung die vertikale Komponente, der Hochbau des Gebirges,

eine Hauptrolle spielt, bedeutet jede Dislokationsphase schon an sich eine Verstärkung der Reliefenergie und damit eine Gefällsvermehrung der Vorlandströme, die sich in vermehrter Abfuhr und Sedimentation grobklastischer Gesteine äussert. Hierzu kommt nun noch, dass sich auch der Vorlandtrog bei der fast überreichlichen Schuttblieferung selber senkte und andauernd vertiefte. Das ergibt sich ohne weiteres aus den faciellen Verhältnissen der Molasse und aus der Mächtigkeit ihrer Sedimente (s. p. 106). Dass diese Senkung des Vorlandes wenigstens zeitweilig mit der Hebung (Dislokation) im Rückland Hand in Hand ging, muss man aus dem frappanten Zusammenfallen von Meerestransgression und Schottervorstößen an der Oligo-Miozänwende schliessen. Derartige Kippungsbewegungen können als kennzeichnend für orogene Vorgänge betrachtet werden und bedingen den unvermittelt raschen, ruckartigen Einsatz gewaltiger Schuttkegelbildungen. Es ist möglich, dass ein ähnlicher, aber feinerer Mechanismus auch für die rhythmische Sedimentation der einzelnen Nagelfluhhorizonte innerhalb eines Schuttkegels verantwortlich ist.

Man ersieht schon aus diesen Bemerkungen die engen gegenseitigen Beziehungen zwischen der Molasse und den Alpen. Die tektonische, stratigraphische, sedimentpetrographische und morphologische Erforschung unserer Molasse und ihres subalpinen Anteils ganz speziell ist daher letzten Endes nicht Selbstzweck, sondern muss stets auch unter dem Gesichtswinkel alpiner Problemstellungen betrieben werden. Nur dann gilt das prophetische, B. STUDER gegenüber geäusserte WORT LEOPOLD VON BUCH's (Lit. 146, p. XXVII), dass „von einer vollständigen Monographie der Molasse die ganze Theorie des Alpengebirges abhängen kann“.

B. Das Material und die Methoden seiner Untersuchung.

Nagelfluh, Sandstein und Mergel sind die am Aufbau der subalpinen Molasse (= s. M.) wesentlich beteiligten orogenen Sedimente. Ihre Verbreitung ist im allgemeinen gegeben durch die Verteilung und gegenseitige Lage distinkter Schüttungszentren. Mit zunehmendem Abstand von solchen gelangt man in die Gebiete abnehmender Korngrössen. Seitliche Übergänge von Nagelfluh in Sandstein und Mergel spielen namentlich im Längsprofil der s. M. eine grosse Rolle. Sie sind auch auf die Tektonik nicht ohne Einfluss. In vertikaler Hinsicht manifestiert sich in der Aufeinanderfolge von Konglomeratkomplexen und nagelfluhfreien Mergel-Sandsteinserien die zyklische Grossgliederung der Molasse. Sie überlagert — in den Nagelfluhgebieten besonders deutlich — oft eine rhythmische Sedimentationsfolge. (Siehe Lit. 90).

1. Die Konglomerate.

a) Qualitative Nagelfluhuntersuchungen haben sich mit der petrographisch-vergleichenden Untersuchung der Komponenten zum Zwecke ihrer Beheimatung zu befassen. Seit der grundlegenden Arbeit von J. FRÜH (Lit. 154) steht die alpine Herkunft der Nagelfluhen unseres Gebietes ausser Frage, d. h. die Grosszahl der Komponenten — wir denken dabei vor allem an das häufige ostalpine Material (Kristallin und Mesozoika) oder an penninische basische Eruptiva — ist mit heute im Alpeninnern noch anstehenden Gesteinen mehr oder weniger präzis identifizierbar. Auf den eine Identifizierung erschwerenden Umstand, dass manche alpine Nagelfluh-Muttergesteine eine nachmiozäne Metamorphose durchmachten, der ihre Abtragsprodukte eben noch entgingen, ist namentlich von ALB. HEIM (Lit. 66, p. 55) und CADISCH (Lit. 36, p. 118) aufmerksam gemacht worden. Indessen darf nicht übersehen werden, dass wir für eine Reihe, zum Teil sogar prozentual stark vertretener Nagelfluhgerölle der schweizerischen s. M. keine oder nur sehr unsichere alpine Aequivalente kennen. Hieher gehören in erster Linie Gesteine vom Typus der Flyschkalke und -Sandkalke zusammen mit den (am Sommersberg) sie begleitenden Nummuliten-Lithothamnien-Kalken und prachtvoll frischen Quarzporphyren, dann auch gewisse rotgrün gefleckte Alkaligranite, die, wie übrigens manche gewöhnliche rote Granitvarietäten auch, nicht ohne weiteres mit heutigen Bernina-Err-Gesteinen verglichen werden können, sowie gewisse Gneise, Porphyrite, dunkle Quarzite u. a. m. Wir haben es hier somit mit eigentlichen Nagelfluhexotika zu tun, einem Problem also, in bezug auf das E. KRAUS ganz allgemein sagt, dass Exotika — als Deckenstücke oder Sedimentbestandteile — zum integrierenden Bestandteil aller tangential beträchtlich bewegten Deckengebirge gehören. Wir leiten diese exotischen Nagelfluhgerölle aus abgetragenen höheren oder zugedeckten, überfahrenen tieferen Deckenteilen ab, während namentlich in der Allgäuer und Oberbayerischen s. M. noch heute — in Anlehnung an das STUDER'sche Randgebirge — weitgehend alte Randschwellen zu Hilfe gezogen werden (BODEN, WEITHOFER, KOCKEL u. A.). LUDWIG (Lit. 100) hat 1910 — allerdings von anderen Voraussetzungen ausgehend — vorübergehend ähnliche Ansichten geäussert und die Nagelfluhen ganz allgemein von durch Küstenbrandung bearbeiteten Massivschwellen abgeleitet, die schliesslich von ihren eigenen Abtragsprodukten verhüllt wurden. Dass schliesslich alpine Gesteine — wie z. B. die umlagerungsresistenten Silvretta-Amphibolite —, deren Auftreten in der Nagelfluh zum vornehmerein erwartet werden müsste, der s. M. fehlen, ist eine mehrfach bestätigte, aber immer noch nicht befriedigend erklärte Tatsache (siehe z. B. Lit. 141, p. 35).

Es kann hier nicht der Ort sein, eine qualitative Geröllanalyse sämtlicher Nagelfluhzentren zwischen Rhein und Aare zu geben, da

ein solches Unterfangen eine Arbeit für sich bedeutete. Eine neue umfassende Bearbeitung des subalpinen Geröllmaterials in bezug auf seine Herkunft durch einen in der alpinen Petrographie beschlagenen Geologen ist indessen ein dringendes Postulat, nicht nur für die Molasse-, sondern ebenso sehr für die Alpenforschung. Dies umso mehr, als gute Geröllaufsammlungen heute allenthalben existieren und sich die FRÜH'sche Arbeit in mancher Hinsicht — und namentlich für die ausserostschweizerischen Gebiete — als unzulänglich und revisionsbedürftig erwiesen hat. Neuere qualitative Studien sind ange-sichts der Bedeutung solcher Forschungen relativ spärlich^{2).}

Die qualitative Geröllverteilung für das Gebiet zwischen Rhein und Aare ergibt folgendes, nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse noch ziemlich rohe Bild: Hauptgerölllieferant ist das ostalpine Deckensystem. Ober- und dann vor allem auch unterostalpine Gesteine (rote, grüne, graue und andere Granite, Diorite, Gneise, Verrucano, Buntsandstein, Triasdolomite und -quarzite, Muschelkalk, Rhätkalk, Liaskalk, Liasbrekzien, Fleckenmergelkalke, Biancone, Radiolarite, Scaglia, Tristelbrekzie etc.) sind namentlich in den oligozänen Konglomeraten fast ausschliesslich vertreten, namentlich wenn auch die gelblichen Flyschkalktypen, wie vermutet wird, ostalpiner Provenienz sind. Erst im Miozän kommen dazu in vermehrtem Masse hochpenninische Komponenten (Quarzite, Ophiolite etc.). Sichere helvetische Geröllbelege fehlen allen Schuttfächern; die FRÜH'schen diesbezüglichen Bestimmungen (Schratten-, Seewer-, Hochgebirgskalk) haben sich als irrig herausgestellt. Man darf aus diesen allgemeinen Zügen vorderhand schliessen, dass der ostalpine Deckenraum zu Beginn der oligozänen Geröllschüttungen nicht mehr südlich neben, sondern direkt über dem penninischen Bereiche lag und — vor allem der unterostalpine — mehr oder weniger unmittelbar an den Molassetrog grenzte. Die grosstektonische Gliederung der Alpen in übereinanderliegende Deckenstockwerke war also zu Beginn des Mittelstampien bereits abgeschlossen. Der tiroliden Hauptphase der alpinen Orogenese sind somit im Ablauf der Vorlandsedimentation die stampischen und nicht die miozänen Nagelfluhfächer gleichzu-setzen (siehe z. B. R. STAUB, Lit. 141). Besonders bemerkenswert ist die Verteilung des unterostalpinen Kristallins in den stampischen Nagelfluhen. Während es in der Ostschweiz (Speer, Wäggitaler Gebiet) noch so gut wie fehlt, tritt es schon von der Rigi an über die

²⁾ Folgende Literatur verdient ausser ALB. HEIM's Geröllzusammenstellung (Lit. 66, p. 49—58) einen speziellen Hinweis: BECK (Lit. 16, p. 500, Lit. 17, p. 139ff., Lit. 55, Fasc. VIII, p. 578: Thuner Nagelfluhen) — CADISCH (Lit. 34, p. 224—226, Lit. 35, p. 34—35, Lit. 36, p. 115—118, Lit. 37, p. 568—569: speziell Speer-, Hörnli-, Riginagelfluhen) — ESCHER-HESS (Lit. 47: Hörnli-, Speer-, Rigifächer) — FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 23—24: Bäuchlennagelfluh) — ARN. HEIM (Lit. 71, Bd. I, p. 31—32: Speernagelfluh) — LIECHTI (Lit. 99, p. 43—49, 52—53: Napfnagelfluh) — RUTSCH (Lit. 134, p. 22—23, 33—34: Belpbergnagelfluh).

Bäuchlenzone zur Blumenschüttung immer stärker hervor (Bunte Konglomerate). Man mag in diesem Verhalten das rasche primäre Zurückbiegen des oberostalpinen Deckenbogens erkennen (Lit. 141), sofern man nicht mit BECK (Lit. 17) das unterostalpine Material z. B. der Thuner Nagelfluhen zur Hauptsache aus dem Wildflysch ableiten will, dessen Gehalt an kristallinen Exotika ebenfalls von E nach W zuzunehmen scheint.

Zur qualitativen Nagelfluhundersuchung gehören endlich auch Beobachtungen über den Verfestigungsgrad von Konglomeraten oder die Art ihres Bindemittels, über Rotfärbung primärer oder sekundärer Entstehung, über den primären Verwitterungsgrad der Komponenten oder die Häufigkeit diagenetischer Erscheinungen u. a. m., Beobachtungen, die für die Beantwortung mancher Fragen von Bedeutung sein können.

b) Die quantitative Gerölluntersuchung. Geröllzählungen in der schweizerischen Nagelfluh sind unseres Wissens zuerst von J. FRÜH ausgeführt worden. Dieser Autor zählte und bestimmte innerhalb einer abgegrenzten Nagelfluhwandfläche von 1 m² sämtliche Komponenten. Abgesehen von verschiedenen praktischen Schwierigkeiten haften dieser zweidimensionalen Zählmethode — worauf z. B. LIECHTI hingewiesen hat — aus theoretischen Gründen gewisse Mängel an. In der Tat können die Zählresultate nach der FRÜH'schen Methode und der heute allgemein üblichen Auszählung im dreidimensionalen Verbande stark differieren, wie folgendes Beispiel zeigt:

Hohrone-Nagelfluh: Kristallingehalt nach Flächenzählung 77%, nach Raumzählung 51% (KLEIBER Lit. 88)

St. Galler Nagelfluh: Kristallingehalt nach Flächenzählung 6%, nach Raumzählung 16% (RENZ Lit. 124).

Bei der räumlichen Geröllauszählung gelangen im Minimum 300 Komponenten einer isolierten Nagelfluhprobe zur Untersuchung, wobei alle Geröllgrössen berücksichtigt werden. Diese Methode setzt allerdings die Herauslösbarkeit der Gerölle aus dem Gesteinsverband voraus, eine Bedingung, die namentlich bei stampischen Kalknagelfluhen oft nur an wenigen Stellen erfüllbar ist. Die wünschenswerte Anordnung der Zählpunkte in bestimmten Profilen muss in diesem Falle oft aufgegeben werden.

Die qualitative Auswahl der zur Auszählung gelangenden Gesteinstypen-Gruppen richtet sich naturgemäß nach dem Gesamtcharakter des in Frage stehenden Nagelfluhkomplexes, sowie nach der Möglichkeit, typische und korrelativ wichtige, nach Alter oder Herkunft zuverlässig bestimmbare Komponenten ausscheiden zu können. Diese Auswahl kann nach rein petrographischen Gesichtspunkten oder nur nach der Herkunft erfolgen; da die Beheimatung aber oft sehr problematisch ist und atypische Komponenten manchmal eine grosse Rolle

spielen, dürfte sich eine Kombination beider Ausleseprinzipien heute noch als zweckmässigste Einteilung empfehlen. Auszählschemasa findet man: Für das Napfgebiet Lit. 99 p. 43 und Lit. 52, p. 17. Für die Bäuchlenzone: Lit. 52 p. 24; für die Hohrone-Nagelfluh: Lit. 88; für die Hörnli-St. Galler-Nagelfluh: Lit. 47 und Lit. 124; für die Gäbriszone: Lit. 124 und Lit. 109; für die Sommersbergzone: Lit. 124. Leitsatz sei jedenfalls: Lieber zuviel differenzieren als zu wenig. Wichtig erscheint uns die nicht bei allen Autoren durchgeföhrte Trennung von metamorphem und nicht metamorphem Kristallin, von Kalken und Dolomiten, von Quarzen und Quarziten, die spezielle Ausscheidung der basischen Eruptiva, der gelben Flyschkalke und -sandsteine u. a. m. Um vergleichbare Resultate zu erhalten, muss das einmal erprobte Auszählschema innerhalb eines selbständigen Nagelfluhfächers selbstverständlich beibehalten werden. Die Prozentwerte verschiedener Geröllstatistiken stellt man zweckmässig graphisch dar (vergl. beispielsweise Lit. 99).

Neben den innerhalb der Fehlerngrenzen einer Geröllstatistik liegenden oder durch reelle, aber rein lokale Abweichungen bedingten Schwankungen weisen die Resultate eines Zählprofiles oft interessante regelmässige Veränderungen auf, die für einzelne Schuttfächer als charakteristisch gelten können. Auffallend ist u. a. die bekannte Regel der Zunahme nichtmetamorphen Kristallins gegen das Hangende (Gäbris, Sommersberg, Kronberg, Rigi, Pfänder), wobei in manchen Fällen (Gäbris-Sommersberg, Kronberg, Rigi) zuoberst wieder eine (teilweise plötzliche) Verarmung an diesen Komponenten festzustellen ist. Auf jeden Fall gilt es zu untersuchen, ob die Veränderung der Geröllführung primär, d. h. durch das alpine Einzugsgebiet verursacht, oder aber sekundär als Folge gewisser Ausscheidungs- bzw. Anreicherungsprozesse bei verschieden langem Transportweg bedingt sei. Obwohl spezielle Studien in dieser Hinsicht für die Nagelfluhen noch kaum vorliegen, erkennt man in bezug auf die zweite Möglichkeit etwa folgendes: Granite vom Bernina- und Err-Albula-Typus, vorab deren grobkörnige Varietäten, zeigen bei zunehmendem Transportweg eine Abnahme. Dasselbe gilt für Gabbros und einen Teil der basischen Eruptiva (Serpentin). Eine relative Anreicherung weisen naturgemäß die widerstandsfähigen Komponenten auf: Quarze, Quarzite, Kieselkalke, Radiolarite, aplitische Granite, Quarzporphyre. Gneise halten sich oft trotz ihrer ausgesprochenen Spaltbarkeit bis hinab zu den kleinsten Geröllen. Dolomite erfahren sehr oft auf Kosten der Kalke eine gewisse Zunahme. Sie sind beispielsweise in der Gäbris-Nagelfluh unter den haselnussgroben Fraktionen stark angereichert. Ähnliches gilt nach C. HABICHT (pers. Mitt.) auch für die Stockberg-Nagelfluh. Im allgemeinen darf für die Molasse-Nagelfluhen wohl gelten, dass sich das Verhältnis des sedimentogenen zum kristallinen Anteil bei zunehmender Transportdistanz = abnehmender Geröllgrösse zu Gunsten der Sedimente ver-

schiebt, wie dies nach GEIGER auch bei fluvioglazialen Schottern der Fall ist. Jedenfalls entsteht aus einer granitarmen Kalknagelfluh bei weiterer Verfrachtung kein buntes granitreiches Konglomerat. Schon aus derartigen Überlegungen erkennt man, dass eine Ableitung beispielsweise der polygenen Hörnli-Kreuzegg-Nagelfluh aus der Kalknagelfluh des Speer oder gar eine solche der an roten Graniten so reichen Aquitannagelfluh des Vierwaldstätterseegebietes aus der Riginagelfluh ein Ding der Unmöglichkeit ist.

Obschon sich geröllstatistische NagelfluhunTERSUCHUNGEN bereits in verschiedenen Molassearbeiten (FRÜH, ESCHER-HESS, LUDWIG, GEIGER, LIECHTI, FRÖHLICHER, MUHEIM, KLEIBER u. a.) vorfinden und damit die Grundlagen für eine exaktere Nomenklatur geschaffen sind, weiss man noch heute nicht, welche Konglomerate man als bunte (polygene) Nagelfluhen und welche man als Kalknagelfluhen bezeichnen will. Während einsteils Nagelfluhen mit nur 1—3% Kristallingehalt bereits als bunt gelten (z. B. GUTZWILLER), wird von andern Autoren für das Prädikat „polygen“ ein Mindest-Kristallinanteil von 10% verlangt. Schliesslich wird man auch der Verteilung der sedimentogenen Komponenten gebührende Aufmerksamkeit schenken müssen, denn eine „Kalk“-Nagelfluh, die über 60% Dolomite oder Quarzite oder ähnliches führt, ist eben keine Kalknagelfluh mehr. Ebenso verdient eine bunte, nur metamorphes Kristallin führende Nagelfluh gegenüber einer solchen, die nur nichtmetamorphe Eruptiva enthält, in der Bezeichnung hervorgehoben zu werden u.s.w. Aus solchen Erwägungen und im Hinblick auf eine dringend nötig gewordene einheitliche Benennung der Molassenagelfluhen sehen wir uns veranlasst, an dieser Stelle eine präzisere Nomenklatur in Vorschlag zu bringen:

Die alteingebürgerte Unterscheidung zwischen „Kalk“-Nagelfluhen und polygenen Nagelfluhen wird beibehalten. Wir definieren aus Zweckmässigkeitsgründen:

„Kalk“-Nagelfluhen: Kristallingehalt (Eruptiva + Gneise + Glimmerschiefer, ohne Quarze bzw. Quarzite)....0—9%³⁾
 Bunte Nagelfluhen: Kristallingehalt: 10 und mehr %⁴⁾
 (extrem bunte Nagelfluhen: über 40%)

Die weitere, für die Nomenklatur massgebende Differenzierung dieser beiden Gruppen nimmt auf die Zusammensetzung des sedimentogenen %-Anteils Rücksicht und erfolgt auf Grund der Haupt-

³⁾ Es ist, angesichts der Fehlergrenzen der statistischen Auszählung, unsinnig, bei den %-Angaben noch Kommastellen berücksichtigen zu wollen. Man runde stets auf ganze Zahlen auf oder ab.

⁴⁾ Dass die Bezeichnung „bunt“ seit langem nur auf kristalline Gerölle Bezug hat, während sie früher ganz allgemein auf die bunte Farbe eines Konglomerats hinweisen sollte und daher neben dem Kristallin vor allem auch Radiolarite, Quarze, weisse oder rote Kalke für diese Bezeichnung „bunt“ massgebend waren, sei nebenbei bemerkt.

gemengteile (10 und mehr %). Nun zeigt eine Überprüfung der heute vorhandenen etwa 80 Nagelfluh-Auszählungen (von LIECHTI, MUHEIM, ESCHER-HESS, FRÖHLICHER, LUDWIG, KLEIBER, RENZ), dass bei „Kalk“-Nagelfluhen

die Summe: Kalke incl. Kieselkalke (= K) + Dolomite (= D)
+ Quarzite (= Q)

bei polygenen Nagelfluhen

die Summe: Kristallin (= C) + K + D + Q

fast ausnahmslos mindestens 60%, meist aber 70 und 80%, erreicht, sodass, abgesehen vom Kristallin, die 3 Gesteinsgruppen K, D und Q normalerweise zur Charakterisierung eines Konglomerates durchaus genügen. Die selbe Feststellung gilt übrigens auch für quartäre Schotter (siehe die Zählungen von FREI, ZINGG u. a.).

Setzen wir also fest, dass die charakteristischen Hauptgemengteile von links nach rechts mit zunehmendem Zahlenwert angeschrieben werden, zerlegen bei bunten Nagelfluhen das Gesamtkristallin in metamorphes Kristallin = m und in nichtmetamorphes Kristallin = Eruptiva = e (wobei der Ausdruck für das Kristallin an den Anfang gesetzt wird und e—m in diesem Falle ein Vorwiegen von e über m und m—e das umgekehrte bedeutet⁵), so ergeben sich beispielsweise folgende Wortbildungen:

für „Kalk“-Nagelfluhen: kristallinfreie- bzw. -arme bzw. -führende Dolomit-Kalknagelfluh oder Kalknagelfluh oder Quarzit-Dolomit-Kalknagelfluh u.s.w. (wobei man sofort weiss, dass z. B. eine Dolomitnagelfluh normalerweise mindestens 60% Dolomit, eine Quarzit-Kalknagelfluh im allgemeinen mehr als 30% K und weniger als 30% Q führt).

für bunte Nagelfluhen: Bunte bzw. extrem bunte e- bzw. m- bzw. e—m- bzw. m—e-Quarzit-Dolomit-Kalk-Nagelfluh oder Kalk-Dolomit-Nagelfluh oder Quarzit-Nagelfluh u.s.w. (wobei man also aussagen kann, dass z. B. bei einer e—m-Dolomit-Nagelfluh das Kristallin und die Dolomite zusammen mindestens etwa 60% ausmachen, und dass unter dem Kristallin die nichtmetamorphen Eruptiva vorwiegen und K und Q unter 10% auftreten oder überhaupt fehlen).

Nur in seltenen Ausnahmefällen (von den 80 geprüften Beispielen nur in 2 Fällen!) sinkt die Summe K + D + Q bzw. C + K + D + Q unter 60%. Man konstatiert dann das Vorhandensein eines anderen typischen Hauptgemengteils (z. B. Hornstein, Sandstein, Quarz oder ähnliches), der einen der gewöhnlichen charakteristischen Hauptgemengteile quasi vertritt und die Summe auf mindestens 60% ergänzt. In diesem Falle schreibt man z. B.:

⁵) Bei m—e oder e—m kann e oder m für sich kleiner als 10% sein. Nur e + m zusammen müssen mindestens 10% ergeben.

Kristallinfreie Kalk-Flyschsandstein-Nagelfluh (wobei also ausnahmsweise Kalke + Flyschsandsteine ca. 60% ausmachen und die Flyschsandsteine überwiegen) oder
m-Dolomit-Quarz-Nagelfluh u.s.w..

Es mag auch im Falle, wo die charakteristischen Hauptgemengteile mindestens 60% erreichen, unter Umständen das Bedürfnis vorliegen, einen andern auffallenden Hauptgemengteil in die Bezeichnung mitaufzunehmen. Um diesen Fall von den soeben erwähnten Ausnahmefällen zu unterscheiden, stellt man diesen andern Hauptgemengteil in (.....) an die seinem relativen Zahlenwert entsprechende Stelle z. B.:

m—e-Dolomit(Quarz)-Kalk-Nagelfluh oder

Kristallinführende (Radiolarit)-Quarzit-Kalknagelfluh.

Ein paar konkrete Beispiele (Nr. I—XI von Molassenagelfluhen, Nr. XII—XIV von quartären Schottern) mögen die Anwendung der Nomenklatur besser darlegen als viele Worte. Sie dürfen gleichzeitig als Hinweis auf den relativ beschränkten Variationsbereich der Molassenagelfluhen gelten:

	„Kalk“-Nagelfluhen						Bunte Nagelfluhen					Schotter		
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
e														
m							2	1	1	3	11	8	15	21
Q							6	3	1	5	24	4	12	1
D							29	54	7	3	11	7	8	11
K							96	67	47	28	60	39	57	11
Verschiedenes . .							4	25	24	6	25	54	16	5
Summe Q + D + K bezw. C + Q + D + K	96	73	76	85	67	43	84	95	76	97	96	79	76	75

I = Kristallinfreie Kalknagelfluh (Sommersberg-Basisnagelfluh, RENZ, Lit. 124);

II = Unter Annahme D < 10%: Kristallinarme Kalknagelfluh (Bäuchlen-nagelfluh bei P. 1772 m, FRÖHLICHER, Lit. 52);

III = Kristallinfreie Dolomit-Kalknagelfluh oder, weil unter den 24% Versch. 14% Radiolarite: kristallinfreie (Radiolarit)-Dolomit-Kalknagelfluh (Zählung Holderegg MUHEIM, Lit. 116, p. 246);

IV = Kristallinführende Kalk-Dolomitnagelfluh (Zählung Binz-Hub v. ESCHER-HESS, Lit. 47);

V = Kristallinführende Kalknagelfluh (Riginagelfluh siehe p. 43);

VI = Q + D + K < 60%, unter den 54 % Versch. sind 33% Eozänsandsteine, also: Kristallinarme Eozänsandstein-Kalknagelfluh (Zählung Hittisberg-höhe MUHEIM, Lit. 116, p. 234);

VII = Bunte m-Dolomit-Kalk-Nagelfluh (Gäbrisbasisbank, RENZ, Lit. 124);

VIII = Extrem bunte e-Kalk-Quarzit-Nagelfluh (Napfnagelfluh, Zählung I in LIECHTI, Lit. 99) (Annahme K > 10%);

IX = Bunte e—m-Kalk-Nagelfluh (Gäbrisnagelfluh, Zählung Schwäbrig, RENZ, Lit. 124);

- X = Extrem bunte, dolomitfreie e—m-Quarzit-Kalk-Nagelfluh (Hohronenagelfluh, Zählung Gutschsäge in KLEIBER, Lit. 88);
- XI = Unter Annahme $D > 10\%$ und $e > m$: Bunte e—m-Dolomit-Kalk-Nagelfluh, Zählung Fruttegg in FRÖHLICHER, Lit. 52);
- XII = Kristallinarmer Dolomit-Kalkschotter (Aatalschotter, Zählung ZINGG, Lit. 151, p. 130);
- XIII = Kristallinführender Quarzit-Kalkschotter (Hochterrasse von Bülach, Zählung ZINGG, Lit. 151, p. 130);
- XIV = Kristallinführender Quarzit-Dolomit-Kalkschotter (Deckenschotter von Rheinsberg nach R. FREI: Monographie des Deckenschotters, p. 111).

Zur quantitativen NagelfluhunTERSUCHUNG gehören auch Geröllgrößenmessungen. Ihnen kann, da die Unterschiede in der Geröllführung verschiedener Nagelfluhbezirke oft mehr quantitativer als qualitativer Natur sind, gerade auch für die Erkenntnis von Aufarbeitungs- oder Umlagerungsvorgängen erhöhte Bedeutung zukommen. Eine vollständige Schotteranalyse betrifft natürlich eine Anteilbestimmung sämtlicher Korngrößenintervalle innerhalb einer Nagelfluhprobe. Die so erhaltene Mischungskurve gestattet Rückschlüsse auf die Entstehungs- und Ablagerungsbedingungen eines Schotters. So konnte ZINGG (Lit. 151) aus der kreisbogenförmigen Mischungskurve für eine Tortonnagelfluh auf deren fluviale, nicht-deltaartige Bildung schliessen. Mechanische Nagelfluhanalysen dürften die Frage nach dem Schüttungsmechanismus der so weiträumig sich erstreckenden Konglomerathänke unserer Nagelfluh weitgehend klären helfen.

Vollständige Schotteranalysen mittelst Schublehre und Siebsatz sind indessen für den Molassegeologen nicht nur aus Zeitmangel, sondern sehr oft wegen der Verkittung der Nagelfluh praktisch nicht durchführbar. Da aber das Bedürfnis nach Geröllgrößenangaben besteht, spricht er oft von der mittleren Geröllgröße eines Nagelfluhhorizontes und bezeichnet sie als kopf-, apfel-, faustgross u.s.w. Erscheinen solche Bezeichnungen manchmal auch recht anschaulich und sind sie jedenfalls besser als gar keine, so sind sie andererseits doch viel zu wenig differenzierbar, um beispielsweise Vergleiche über den relativen Transportweg (unter Voraussetzung gleicher Transportkraft) oder über die Vorstossintensität zweier verschiedener Gerölllager (unter Voraussetzung gleichen Transportweges) zu gestatten. Für solche Fälle charakterisiert man die Geröllgrößen für eine Nagelfluhbank zweckmäßig durch die grössten Gerölle, die ihrerseits Rückschlüsse auf maximale Bedingungen erlauben. Auf Vorschlag von NIGGLI dürfte sich in der Praxis folgendes Vorgehen empfehlen: Man messe im Bereich eines guten, grösseren Aufschlusses mittelst Schublehre die 3 Hauptdurchmesser der 10 grössten kristallinen, sowie der 10 grössten sedimentogenen Nagelfluhgerölle und bestimme ihr approximatives Volumen nach der Formel eines dreiachsigen Ellipsoides. Durch Mittelung erhält man ein mittleres Maximalvolumen für Kristallin, ein ebensolches für die Sedimente. Setzt man diese Volumina gleich dem Volumen einer

inhaltsgleichen Kugel, so errechnet sich je ein mittlerer Maximaldurchmesser für die beiden Geröllgruppen, womit direkt vergleichbare, einfache und anschauliche Zahlenwerte geschaffen sind. Bemerkenswert ist, dass bei Nagelfluhen mit einem Kristallingehalt zwischen 10 und 30% dieser mittlere Durchmesser für die Sedimentmaxima fast ausnahmslos grösser ist als für das Kristallin (Gäbriszone, Hörnli-Töss-Fächer). Bei extrem bunten Nagelfluhen (Hohrone) werden die grössten Gerölle vom Kristallin gestellt.

Es mag in diesem Zusammenhang nicht ohne Interesse sein, sich einmal über die aus der s. M. zwischen Rhein und Aare bekannt gewordenen grössten Nagelfluhgerölle Rechenschaft zu geben. Wenn diese Extreme bezw. Maxima im allgemeinen auch sehr stark aus dem Rahmen der mittleren Geröllgrössen der sie enthaltenden Konglomerate herausfallen (Ausnahmen machen nur eigentliche Riesen-konglomerate, wie sie z. B. in der hangenden Kronbergzone auftreten), so sind sie doch für die Frage nach den Transportverhältnissen (Transportweg bezw. -kraft) von Bedeutung. Siehe Tabelle I.

Tabelle 1. a) Oligozäne Nagelfluhen:

	Extreme:	Maxima:	Bemerkungen:
Speergebiet	100 cm (Flyschkalk) 70 cm (Gneis)	40—60 cm nicht selten (z. B. Biberlkopf) 20—30 cm häufig.	Grösste Gerölle meist Flyschkalke, Kristallin sehr selten. Nach FRÜH, ARN. HEIM u. a.
Kronberg-zone	25—30 cm (Granit) 40 cm (Sediment)	20 cm nicht selten	Pfingstboden gebiet Nach HABICHT u. eig. Beobachtgn.
Riesenkon-glorerat der Kronberg-zone	120—200 cm (Flysch-sandstein)	60—80 cm 30—40 cm häufig	Ausschliesslich Flyschsdste. Nach HABICHT u. eig. B.
Rigi-Ross-berg-Zone	40—50 cm (Flyschk.) 30 cm (roter Granit)	20—30 cm nicht selten.	Nach ESCHER-HESS, FRÜH u. eig. Beob.
Bäuchlen-Farnern-Zone	30—40 cm (meist Flyschkalk)	20 cm nicht selten	Nach KAUFMANN, FRÜH u. eig. Beob.
Heuboden-zone	90—100 cm (Flysch-sandsteine)	30 cm nicht selten	Nach MOLLET, KAUF-MANN u. eig. Beob.
Blumenzone	ca. 500 cm (Flysch-sandst. in d. Stampbachschlucht)	200—300 cm (Ngfl. v. Gunten) 30—50 cm häufig	Vorwieg. Flyschkalk, seltener Quarzit & Kristallin. Nach BECK u. eig. Beob.
Gäbriszone	ca. 30 cm f. Krist. ca. 35 cm f. Sed.	ca. 20 cm	Nach LUDWIG u. eig. Beobachtungen.
Hohrone-zone	ca. 20—25 cm für Kristallin	10—15 cm	Nach KLEIBER und eig. Beobachtgn.

b) **Miozäne Nagelfluhen:**

	Extreme:	Maxima:	Bemerkungen:
Hörnlifächer	35 cm f. Krist. 40 cm f. Sed.	20—30 cm relativ häufig	Nach LUDWIG u. eig. Beobachtungen
Sommers-bergzone	80 cm	50—60 cm 30—40 nicht selt.	Ausschliessl. Flysch-, Nummul.-Lithoth.- Kalke. Nach eig. Beobachtungen
Napffächer	120 cm (Rebloch-schlucht n. HAUS)	40—50 cm 20—30 cm häufig	Meist Quarzite. Nach LIECHTI, HAUS u. eig. Beobachtgn.
Belpberg	120 cm	50—100 cm	Ausschliessl. Flysch- sandkalke. Nach RUTSCH.

Will man die angeführten Geröllgrössenzahlen zu den in Frage kommenden Transportdistanzen in Beziehung setzen, ist es nötig, Geröllgrössenmessungen an heutigen Flussystemen zum Vergleich heranzuziehen. Da verdienen die Beobachtungen LUDWIG's (Lit. 100 und 102) an heutigen Rheingeröllen besondere Beachtung. LUDWIG stellte folgendes fest: Bei rein fluviatilem Transport gelangen im heutigen Rhein Punteglias- und Albulagranit mit maximalen Geröll-durchmessern bis zu 30 cm etwa bis in die Gegend von Zizers. Beide Gesteine liegen hier ca. 50 km von ihrem nächsten Anstehenden entfernt. Nach weiteren 30 km Flusstransport weist bei Buchs der grösste Puntegliasgranit noch 20 cm, der grösste Albulagranit noch 10 cm Länge auf, während weitere 10 km stromabwärts, im Raume Salez-Rüti-Oberriet, beide Gesteine als Gerölle zu existieren aufgehört haben. Sie sind also auf etwa 90 km (max.) Transportweg zu Sand und Ton zerrieben worden.

Heutige Gefälls- und Wasserverhältnisse vorausgesetzt, würden darnach beispielsweise Granite vom Albula-Bernina-Typus im mittleren Hörnlifächer, wo sie maximale Längen von etwa 30 cm aufweisen, gerade etwa 50 km Transportweg hinter sich haben; d. h. ihr nächstes Anstehendes müsste — ohne Berücksichtigung der post-miozänen Faltung — etwa im Tödigebiet gelegen haben. Zieht man aber den Zusammenschub der subalpinen Molasse und des nördlichen alpinen Gebietes in Betracht und berücksichtigt, dass die als Schutt-lieferanten der Nagelfluh fungierenden Decken den Bereich der nördlichen Zentralmassivzone vormiozän wohl nie wesentlich nach N überschritten haben, so dürfte sich der in Frage stehende Transportweg nahezu verdoppeln. Es resultiert so eine gewisse Unstimmigkeit zwischen Geröllgrösse und Transportdistanz — man denke auch etwa an die 100 cm-Blöcke des Belpberges, die noch heute gegen 15 km

nördlich des Alpenrandes liegen —, welche nur durch Annahme primär grösserer Gefälle oder grösserer Wassermengen oder streckenweise anderer Transportmittel — allein oder in Kombination — behoben werden kann. Verstärkte Gefällsverhältnisse mögen in den einzelnen hochorogenen Bauphasen sehr wohl vorhanden gewesen sein. Doch ist aus isostatischen Gründen nicht etwa anzunehmen, dass die Alpen einst 2-, 3- oder noch mehrfach so hoch gewesen seien wie heute. Auch dürfte im Molassevorland selber ein ziemlich flaches Gefälle geherrscht haben, wie man aus den allgemeinen Sedimentationsverhältnissen schliessen kann. Einen Hinweis für wenigstens periodisch grössere schuttransportierende Wassermengen als heute erblicken wir ohne weiteres in der gewaltigen Ausdehnung der Nagelfluhfächer im allgemeinen, in der weiträumig-flächenhaften Erstreckung der sie zusammensetzenden Nagelfluhhorizonte und im Fehlen rinnenartiger Aufschotterungen beschränkter Breite im speziellen. Damit aber berühren wir mit dem verstärkten Abfluss aus dem Gebirge von selber klimatische Fragen. SACCO (Lit. 138) hat kürzlich in einer bemerkenswerten Arbeit über das Turiner Tertiär auf die Bedeutung von Diluvial(-Pluvial-)Perioden bei der Entstehung groborogener Vorlandsedimente hingewiesen. Den Zeiten intensiver Regenniederschläge an der Abdachung des aufsteigenden Gebirges würden im zentralen Orogen schon zur Tertiärzeit Glazialperioden entsprechen und SACCO steht nicht an, den Transport der bis zu 10 m (!) grossen Blöcke z. B. des Turiner „Elveziano“ zu einem Hauptteil durch Eis zu erklären. Das Postulat SACCO's für den S-Rand der Alpen verdient auch für unsere subalpinen Nagelfluhen mit ihren teilweise auch nicht zu verachtenden Geröllmaxima (siehe Tabelle) alle Beachtung und die Frage, ob sich nicht auch für sie zwischen Abtrag im Gebirge und zweifellos fluviatildiluvialer Aufschüttung (Schuttfächerform!) im Vorland ein mehr oder weniger grosses Stück Gletschertransport einschaltete, ist mindestens der Prüfung wert. Wir schliessen diese Ausführungen mit einem Zitat SACCO's, das sich auf die Nagelfluhfächer des Napf, Hörnli, Gibloux, Guggisberg, Pfänder etc. bezieht:

“Tali deposizioni marine quasi deltoidi indicano chiaramente una irradiazione per fluitazione e non un'azione (almeno diretta) glaciale; ciò che però non distrugge l'idea che esistessero contemporaneamente ghiacciai sulle non lontane prospicienti regioni alpine, da cui derivavano tali grandiose fluitazione, come anche oggi si verifica. Già nel 1852 DOLFFUSS AUSSET accennava a depositi di apparenza glaciale nel Miocene del Righi.,, (p. 111).

2. Die Sandsteine und Mergel.

Der psammitisch-pelitische Anteil der Molassesedimente umfasst, seinen natürlichen Ablagerungsverhältnissen entsprechend, noch kaum zur Entmischung gelangte Mischgesteine von Ton, Sand und Karbonat. Endprodukte wie reine Tone, Quarzsande oder Kalksteine spielen eine durchaus untergeordnete Rolle; die Quarzsande verdanken ihre

Entstehung zudem vorwiegend sekundären Entkalkungsprozessen. Schwer charakterisierbare Sandstein- und Mergeltypen dominieren also. Den kleindetritischen Molassesedimenten kommt, rein mengenmäßig betrachtet, grössere Bedeutung zu als den Konglomeraten. Sie überwiegen, mit wenigen Ausnahmen, selbst in den ausgesprochenen Nagelfluhbezirken der subalpinen Zone.

Der mittlere Karbonatgehalt der Psammite — unter denen übrigens Kalksandsteine eine weitaus grössere Rolle spielen als silikatreiche Arkosetypen wie die granitischen Sandsteine — sowie der Pelite der schweizerischen Molasse ist von NIGGLI auf mindestens 20—30% geschätzt worden. Die restlichen Prozente verteilen sich auf sandig-tonige Komponenten. Dieser Karbonatgehalt — vorwiegend CaCO_3 — wird im Hinblick auf das silikatreiche Rückland als relativ hoch betrachtet. Indessen ist in diesem Zusammenhange zu betonen, dass auch der Kristallin- bzw. Silikatgehalt der Nagelfluhen, als deren detritische Aequivalente die Sandsteine und Mergel aufzufassen sind, auf Grund statistischer Auszählungen meist ganz bedeutend kleiner ist, als man im allgemeinen anzunehmen geneigt wäre. Es werden daher wohl gerade die höheren, abgetragenen alpinen Decken primär nicht unbedeutende Sedimenthüllen aufgewiesen haben.

a) Die relativ grosse petrographische Einförmigkeit der Molasse-psammite hat neuerdings Anlass gegeben, dass neben der gewöhnlichen, aber gerade auch im Hinblick auf die Glaukonit- und Foraminiferenfrage (siehe p. 111 ff.) nicht zu vernachlässigenden Dünnschliffuntersuchung auch die Schweremineraluntersuchung der Molassesandsteine bei uns Eingang gefunden hat. Der Zweck dieser andernorts schon lange angewendeten sedimentpetrographischen Methode ist gerade für die s. M. ein mehrfacher: Sie soll in erster Linie — unter der Voraussetzung natürlich, dass einzelnen stratigraphischen Horizonten ein bestimmter Schweremineralgehalt eigen ist — stratigraphische Korrelationen ermöglichen helfen. Dann lassen sich aus den Schweremineralien an sich auch Rückschlüsse auf die Petrographie des Rücklandes ziehen (herkunfts- und umlagerungsempfindliche Mineralien). Der variable Gehalt an Schweremineralien oder Schweremineralkombinationen ermöglicht schliesslich auch eine exaktere petrographische Nomenklatur der eintönigen Sandsteinproben (z. B.: Granat-Staurolith-Sandstein, Epidot-Zirkon-Granat-Kalksandstein u. ä. m.).

Die qualitative und quantitative (statistische) Schweremineraluntersuchung entspricht somit im Grunde völlig der früher beschriebenen Nagelfluhanalyse, mit dem einzigen Unterschied, dass bei dieser bestimmte Mineralaggregate (Gesteine), bei jener deren desaggregierte Einzelmineralkörper die Studienobjekte bilden, womit die Möglichkeit zu Rückschlüssen auf die petrographische Beschaffenheit des Rücklandes von selbst auf wenige besonders charakteristische Mineralien

reduziert wird (blaue Hornblenden, Epidot, Disthen). Bedenkt man weiter, dass sich bereits zwischen Nagelfluhgeröll und Abtrag im Gebirge der Transportweg mit all den Möglichkeiten von Umlagerung und Wiederabsatz, Mischung, Absaigerung, Verwitterung und dergl. einschaltet, und dass vom Nagelfluhgeröll zum Mineralkorn erneut ein weiter und unberechenbarer Weg führt, der primäre, unter Umständen zu brauchbaren stratigraphischen Korrelationen anwendbare Differenzierungen noch weiter zu verwischen imstande ist, so wird man *a priori* wenigstens für die s. M. dem Studium der für spätorogene Sedimentation besonders typischen Nagelfluhbildungen gewisse Vorteile zubilligen müssen.

Es ist das Verdienst von A. von Moos, mit seiner Arbeit (Lit. 115) eine wichtige Grundlage für die Schweremineraluntersuchung gerade auch der s. M.-Psammite geschaffen zu haben. Seine, schon auf Grund eines (dem Zweck der Arbeit entsprechenden) weitmaschigen Probennetzes erhaltenen Ergebnisse sind allerdings, soweit sie die Möglichkeit stratigraphischer Korrelierung betreffen, erwartungsgemäss wenig ermutigend. Ergab sich doch, dass innerhalb der Schweremineralkombinationen eine weitgehende Monotonie vorhanden ist, dass sich ähnliche Kombinationen über mehrere Stufen und über weiträumige Gebiete erstrecken. Wenn v. Moos trotzdem gewisse vertikale und horizontale Regelmässigkeiten erkennen will und z. B. innerhalb seiner voralpinen Molasseprovinz (= M-Provinz) gewisse Unterprovinzen M_I , M_{Ia} , M_{II} u.s.w. unterscheidet, so können wir ihm hierin auf Grund eigener Detailstudien nicht ohne weiteres folgen. Wir kommen je länger je mehr zur Überzeugung, dass schon die Schweremineralführung einer einzigen Sandsteinbank sowohl vertikal wie horizontal auf kleinstem Raume stärksten Schwankungen unterworfen sein kann, und zwar sowohl quantitativ wie qualitativ. Dies gilt speziell in Bezug auf den herkunfts- und umlagerungsempfindlichen Epidot, dessen sedimentpetrographische Rolle noch keineswegs abgeklärt erscheint. Es ergäbe sich so die Notwendigkeit, schon an einer einzigen, engbegrenzten Lokalität auf Grund einer ganzen Reihe von Probeentnahmen einen statistischen Mittelwert des Schweremineralgehaltes zu bilden, womit die Schweremineralcharakterisierung ganzer Schichtkomplexe und Stufen praktisch fast unmöglich wird. Bei der v. Moos'schen, auf Grund eines sehr weitmaschigen Netzes der Probeentnahmestellen gewonnenen provinziellen Gliederung muss daher dem Zufall ein nicht zu vernachlässigender Einfluss zugestanden werden. Es ist daher nicht zu verwundern, dass sich beispielsweise die nach v. Moos im Burdigalien-Helvétien von St. Gallen-Rorschach vorherrschende epidotarme M_I -Provinz als sehr epidotreiche M_{II} erwiesen hat. Wenn also, soviel bis heute zu erkennen ist, die Schweremineraluntersuchung der s. M. für stratigraphische Zwecke im allgemeinen zu versagen scheint, so eröffnet sie immerhin interessante Perspektiven für andere sedimentpetrographische Probleme. Wir

denken hier z. B. vor allem an die Beziehungen zwischen dem Geröllbestand der Nagelfluhen und dem Schweremineralgehalt der Sandsteine, welche als detritische Aequivalente dieser Konglomerate zu gelten haben. Merkwürdigerweise zeigt sich, dass zwischen den Schweremineralien (Akzessorien) der Nagelfluhgesteine und denjenigen der diesen Konglomeraten eingelagerten Sandsteinen nicht immer Übereinstimmung herrscht (Epidotreichthum in den Sandsteinen der ausgesprochenen Kalknagelfluhschüttung des Pfänders). Zur Lösung derartiger und anderer Probleme (z. B. Herkunft von Stauolith und Disthen, welche Mineralien in den Nagelfluhgesteinen unbekannt sind) sind daher weitere Schweremineraluntersuchungen durchaus nötig. Man mag sich dabei vielleicht auch einmal die Frage vorlegen, ob es in Zukunft methodisch nicht richtiger wäre, den Prozentanteil der zur Statistik gelangenden Schweremineralien nicht wie bisher nur zur Gesamtmenge der Schwerefraktion an sich, sondern auch zum Gewichtsanteil dieser Schwerefraktion an der ganzen Sandsteinprobe in Beziehung zu setzen. Und schliesslich wird es nötig sein, durch neue praktisch anwendbare Methoden auch die leichte Fraktion (Feldspäte, Glaukonit) in den Kreis sedimentpetrographischer statistischer Untersuchungen miteinzubeziehen.

b) Man hat auch die Schlämmanalyse der Sandsteine und namentlich der Mergel der Molasseforschung dienlich machen wollen (GEIGER, LIECHTI), leider wie im Fall der Schweremineralien mit dem Ergebnis, „dass es unzulässig ist....., aus den Schlämmdiagrammen stratigraphische Schlüsse zu ziehen.“ (Lit. 99, p. 60). Es sei der Vollständigkeit halber auch noch erwähnt, dass — ein Vorgehen, das für die s. M. angesichts ihrer Facies allerdings zum voraus hoffnungslos erscheint — für die Oehninger Süßwasserkalke neuestens auch pollanalytische Methoden möglich geworden sind⁶⁾.

C. Mächtigkeit der subalpinen Molasse.

Um für die Gesamtmächtigkeit der s. M.-Schichtfolge Anhaltpunkte zu gewinnen, seien zunächst einige ausgewählte Mächtigkeitszahlen der einzelnen stratigraphischen Horizonte zusammengestellt:

⁶⁾) A. BACMEISTER: Pollenformen aus den Obermiozänen Süßwasserkalken der Oehninger Fundstätten am Bodensee. In: E. RÜBEL: Bericht über das geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1935. Zürich 1936.

Tortoniens	Napfprofil: ca. 1200 m	Hörnliprofil: ca. 1500 m	Abgetragene Mächtigkeit unbekannt		
Helvétien	Entlebuch: ca. 600 m	Luzern: ca. 600 m	St. Gallen: 350 m		
Burdigalien	Entlebuch: ca. 800 m	Luzern: 800 m	St. Gallen: 450 m	Sommersberg: 600 m	
Aquitaniens	Ostschweiz ca. 2000 m	Gäbris-nagelfluh: 1200 m	Hohrone: ca. 1500— 2000 m		
Chat-tien	Blumen-Schuppe ca. 3500 m	Bäuchlen-nagelfluh: 1300-1400 m	Rigi-nagelfluh: ca. 3000 m	Speer-Federispitz ca. 2000 m	Kronberg-zone max. ca. 4000 m
Rupé-lien	Hilfernzone max. ca. 1000 m	Bäuchlen-basis: 200—300 m	Rigi-basis: 400—500 m	Biltener Tobel: ca. 250 m	Stockberg-basis: ca. 1000 m

Es geht bekanntlich nicht an, durch einfache Addition obiger Zahlen die Gesamtmächtigkeit der subalpinen Serie zu bestimmen. Denn wir haben sowohl im Längs- wie im Querprofil mit nicht zu vernachlässigenden Mächtigkeitsschwankungen zu rechnen. In den zentralen Schüttungsbereichen werden im allgemeinen — worauf auch der Kurvenverlauf einer Isogammekarte hinweist — erwartungsgemäss grössere Schichtmächtigkeiten existieren als in den benachbarten Schuttkegel-Zwischengebieten (vgl. Blumenzone p. 165, Hörnlifächer p. 135/136). Doch können unter Umständen auch in solchen Überschneidungsgebieten zweier Schuttkegel nagelfluharme Serien zur Ablagerung gelangen, die infolge der beidseitigen Materialbelieferung an Mächtigkeit hinter den zentralen Nagelfluhkomplexen kaum zurückstehen. Einen solchen Fall erwähnt OCHSNER (Lit. 121, p. 652) von der W-Peripherie des Speer-Wäggital-Gebietes (Überschneidungszone Urrhein-Ureuss). Im Querprofil ist die allgemeine Mächtigkeitsabnahme von S nach N infolge der erlahmenden Transportkräfte eine bekannte Erscheinung. Aber auch gegen S, gegen die wurzelwärtigen Schuttkegelteile beim Austritt der Molasseströme aus den Alpen, muss mit stark reduzierten Schichtmächtigkeiten gerechnet werden (Abtransport \geq Aufschotterung). Es gibt demnach parallel dem Alpenland einen Streifen maximaler Ablagerungsmächtigkeit. Doch wird auch dieser Streifen nicht stationär geblieben sein. Im Nordwärtswandern der Schuttfächer vom Stampien zum Tortonien — dem Abbild des nordwärts drängenden Alpenrandes — spiegelt sich auch seine sukzessive N-Verlagerung. Vor allem lag die miozäne

Molassetrogachse bedeutend nördlicher als die oligozäne. Ja, nach BAUMBERGER hätten die miozänen Sedimente überhaupt primär nie wesentlich über ihre heutige S-Grenze hinaus gereicht, eine Ansicht, der wir uns nicht anschliessen können. Wohl weist das marine Miozän der dislozierten Molasse Anzeichen von Strandnähe auf. Doch beziehen sich diese zur Hauptsache auf die Nähe der seitlichen Schuttkegelränder. Zwischen den einzelnen Schuttfächern aber kann das Miozämeer noch sehr wohl buchtartig weit gegen S vorgedrungen sein, umso mehr, als sich Ablagerungen wie die ostschweizerische Seelaffe als nicht autochthone Strandbildungen erwiesen haben (siehe Lit. 124). Und schliesslich ist auch nicht einzusehen, weshalb auf dem südlichen „oligozänen Festlandstreifen“ BAUMBERGER's kein limnoterrestres Miozän zur Ablagerung gelangt sein soll. Der Umstand, dass im Miozän zum mindesten der Ostschweiz keine Anzeichen für bedeutende Umlagerungen oligozäner Konglomerate erkennbar sind, bedeutet doch wohl, dass zu dieser Zeit auch auf dem „oligozänen Festland“ Aufschotterung — wenn auch vielleicht regional beschränkt und sicher in reduzierter Mächtigkeit — stattgefunden hat. Für diese Frage kommt der von uns als limnoterrestres Untermiozän gedeuteten Sommersberg-Nagelfluh prinzipielle Bedeutung zu.

Berücksichtigt man also, dass in der s. M. in bezug auf die primären Ablagerungsmächtigkeiten einzelner Schichtglieder nicht nur ein Übereinander, sondern auch ein Nebeneinander vorhanden sein muss, so wird man die mittlere Gesamtmächtigkeit der s. M. zwischen Rhein und Aare auf Grund unserer Tabelle, vorsichtig geschätzt, immerhin auf 5—6 km veranschlagen dürfen. Zu einem ähnlichen Resultat von 6—7 km kommt FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 40), während BECK (Lit. 19 und Lit. 20) sogar von 8—10 km max. Mächtigkeit spricht und die Meinung äussert, dass sich beinahe der ganze, in einer Isogammenkarte für die s. M. sich abzeichnende Schweredefekt schon durch die primäre Mächtigkeit dieser orogenen Gesteinsserie erklären lasse. E. WANNER (Lit. 148, 149) hat auf Grund seismischer Beobachtungen die Mächtigkeit der Molasse im Untergrunde Zürichs zu 1,6—2,2 km bestimmt. Der rasche S—N gerichtete Mächtigkeitsabfall der alpennäheren Molasseserien kommt damit deutlich zum Ausdruck.

Man erkennt jedenfalls, dass die s. M. als Faciesserie schon an sich einen Faktor ersten Ranges darstellt, umso mehr, als nach KOBER eine Faciesreihe durchschnittlich kaum über eine Mächtigkeit von 3—4 km (was schon ein Maximum zu sein scheint) hinausgeht. Vergegenwärtigt man sich sodann die Kräfte, die diese gewaltige Trogfüllung von über 6 km Mächtigkeit in der Folge deformierten, so wird man dazu geführt, auch die Dislokation der s. M. mit ihrer bedeutenden horizontalen und vor allem auch vertikalen Komponente nicht nur als randliche Aufschürfung passiver Art vor Deckenstirnen, sondern als unmittelbare letzte Kraftäußerung der alpinen Orogenese selber aufzufassen.

D. Stratigraphie und Paläontologie der subalpinen Molasse.

Der Anschluss unserer s. M. an das allgemeine stratigraphische System kann heute dank der Arbeiten STEHLIN's (Säugetiere), BAUMBERGER's (Land- und Süsswassermollusken), RUTSCH's (Marine Mollusken)⁷⁾ u. A. als in grossen Zügen gesichert gelten. Doch stellen sich bei näherem Zusehen stratigraphischen Korrelationen auf Grund paläontologischer Belege prinzipielle Schwierigkeiten entgegen, die — wenn auch nicht nur für die s. M. geltend — gerade in diesem orogenen Sedimentationsbezirk besonders aktuell und diskutabel werden, weil hier schon auf beschränktem Raume bedeutende Faziesdifferenzen eine grosse Rolle spielen können.

Eine Stratigraphie der s. M. hat in erster Linie auf die zyklische Grossgliederung dieser orogenen Sedimentfolge Rücksicht zu nehmen, die sich — in vertikaler Hinsicht — in der Aufeinanderfolge von Nagelfluhkomplexen und konglomeratfreien Mergel-Sandstein-Serien äussert, und die — in horizontaler Hinsicht — dank der Existenz distinkter, weitgehend selbständiger und voneinander unabhängiger Schüttungszentren ein Nebeneinander von nagelfluhreichen und nagelfluhfreien Sedimentationsräumen bedingt. Die zyklische Gliederung der s. M. ist daher in erster Linie eine rein räumliche, und man wird zum vornehmerein sagen dürfen, dass Zyklengrenzen und stratigraphische Grenzen nicht zusammenzufallen brauchen, umso mehr als jene auf lokal-orogene Tätigkeit zurückgehen, diese aber im allgemeinen an epigorene, weiträumige Vorgänge angeschlossen werden. Wenn wir daher z. B. das obere Stampien mit dem Einsatz der grossen Nagelfluhschüttungen beginnen lassen, so ist das in allgemein stratigraphischer Beziehung wahrscheinlich falsch. Ähnliche Bedenken mögen auch für den oligo-miozänen Grenzbereich ihre Berechtigung haben.

Die Existenz einzelner, lokalisierter Hauptschüttungszentren bedingt in erster Linie die Verteilung der verschiedenen Faziesgebiete der s. M., d. h. die Differenzierung in limno-terreste Schuttkegelgebiete und in solchen vor- oder zwischengelagerte marin-brackische (wohl selten rein limnische) Ablagerungsbezirke. Damit ist sie auch, in biologischem Sinne, massgebend für die Verteilung mehr oder weniger voneinander unabhängiger Lebensräume, deren Milieu die Verbreitung und Persistenz der Organismen in erster Linie bestimmt. Die von den Meerestransgressionen in den Randbezirken nicht heimgesuchten zentralen festländischen Schuttkegelgebiete bieten z. B. den Mollusken ein durch lange Zeiträume hindurch ungefähr gleichbleibendes, gewissermassen konservatives Milieu, dank welchem sie

⁷⁾ Dass die in der s. M. oft häufigen Pflanzenreste für eine stratigraphische Gliederung nicht oder nur sehr beschränkt anwendbar sind, hat sich seit den Arbeiten HEER's (Lit. 64), KELLER's (Lit. 85), MENZEL's (Lit. 2) u. a. mehrfach erwiesen.

auch über einen Zeitpunkt hinaus unverändert persistieren können, zu dem im nahen Transgressionsbereich mit dem Einbruch des Meeres eine stratigraphische Zeitgrenze gezogen werden muss. Unter solchen Verhältnissen ist es daher durchaus möglich, dass beispielsweise — wir haben für diesen Fall konkrete Hinweise (Lit. 124) — aquitane Leitmollusken noch weit ins limno-terrestre Burdigalien hinaufsteigen können, womit — selbst wenn man von oft kaum erkennbaren Aufarbeitungs- und Wiedereinschwemmungs-Vorgängen absieht — ganz allgemein gelten könnte, dass das Alter limno-terrestre Nagelfluhbezirke der s. M. auf Grund mollusken-paläontologischer Belege höher sein kann, als es tatsächlich ist. Doch muss berücksichtigt werden, dass, wie das Auftreten von Tortonien-Leitfossilien im limnischen sicheren Helvétien bei St. Gallen zeigt (Lit. 124), auch der umgekehrte Fall eintreten kann. Man ist daher auf jeden Fall gezwungen, zum mindesten bei den für die Datierung der s. M. eine so grosse Rolle spielenden Land- und Süßwasser-Leitmollusken neben einem Zeit-Leitwert auch einen blossen Fazies-Leitwert zu unterscheiden, da sich eben auch „Leitfossilien“ weitgehend nach der Fazies richten, und Fazies- und stratigraphische Grenzen zumal im Falle der s. M. nicht zusammenfallen.

Bedenkt man schliesslich noch, dass es, worauf wir unten hinzuweisen Gelegenheit haben werden, unter Umständen nicht gleichgültig ist, ob man Mollusken oder Säugetiere zur Altersfixierung heranzieht, so wird man die heutige stratigraphische Gliederung unserer s. M. auf Grund rein paläontologischer Belege wohl im ganzen als zu Recht bestehend anerkennen, in der Frage der genauen Abgrenzung der einzelnen Stufen bzw. der eindeutigen Zuordnung limno-terrestrer Komplexe zu einem bestimmten stratigraphischen Horizont aber die nötigen Vorbehalte zu machen wissen.

Nach diesen Bemerkungen sei versucht, ein Übersichtsbild der Stratigraphie unserer s. M., namentlich in bezug auf die Ausbildung der einzelnen Stufen und ihre räumliche Verteilung zu entwerfen:

Das Rupélien (= Vaulruz-, Rallig-, Hilfern-, Horwer-, Biltener und Rachentobel-Schichten) lässt sich im allgemeinen gliedern in eine Mergelstufe (rauchgraue Schiefermergel, Grisiger Mergel, Amphistyle-Schiefer) und in einen sandsteinreichen Komplex (Horwer Sandsteine, Plattensandsteine). Ob es sich hiebei um eine stratigraphische Zweiteilung nach Art der bekannten Gliederung der Allgäuer untern Meeresmolasse in Tonmergelstufe (unten) und Bausteinzone (oben) oder nur um eine rein fazielle Differenzierung innerhalb des Rupélien handelt, ist noch unentschieden, obwohl im allgemeinen die Mergelkomplexe wohl an der Basis liegen, im Entlebuch aber Plattensandsteine sowohl über als auch unter den Schiefermergeln auftreten. Die Zuteilung der mächtigen Weggiser Schichten (Kalknagelfluhen) zum Rupélien durch BAUMBERGER (siehe stratigraph. Tabelle in

Lit. 55, Fasc. I) bedarf erst noch einer näheren Begründung, da sonst die untere Meeresmolasse zwischen Rhein und Aare im allgemeinen als geröllfrei oder wenigstens -arm gilt. (Auch die Flühli-Nagelfluh, siehe unten, wird von FRÖHLICHER ins Chattien gestellt, doch ist ihr Alter, wie auch dasjenige der Heuboden-Nagelfluh, noch diskutabel.)

Die untere Meeresmolasse ist nach Fazies und Alter das Abbild der Übergangszeit der alpinen Orogenese vom tieforogenen zum hochorogenen Stadium. Sie schliesst sich denn auch in ihrem gesamten Habitus viel eher an den subalpinen Flysch als an die Molasse im eigentlichen Sinne an, und wird heute auch (Lit. 32; Lit. 52, p. 31—32, aber auch Anmerkung p. 32; Lit. 141) als nördliche Fazies der Glarner Schiefer betrachtet. Durch die raurachische Senke hätte dieses alpine Unterstampienmeer mit demjenigen des Rheintalgrabens in Verbindung gestanden. Die Gruontalkonglomerate wären mit R. STAUB (Lit. 50) als die südlichsten subalpinen Nagelfluhen zu bewerten. Ein stratigraphischer Übergang vom Rupélien zum subalpinen Flysch ist bis heute nirgends sicher bekannt (Lit. 77, p. 76), wenn auch gesagt werden muss, dass gerade am Molasse-Alpen-Kontakt stellenweise eine Grenzziehung nur so erfolgt, dass man mit FRÖHLICHER (im Entlebuch) den „Flysch“ mit Melettaschuppen zur Molasse und denjenigen ohne solche zum subalpinen Flysch stellt.

Die unterstampische Molasse in ihrer typischen Ausbildung gelangt vor allem zwischen Reuss und Gross-Emme zur grössten Verbreitung, weshalb ihr gerade hier auch eine grosse tektonische Rolle als Gleit- und Schmiermittel bei der Ausbildung der Schuppenstruktur zugesprochen wird. Sie fehlt aber auch — im allgemeinen weniger typisch entwickelt — der Ostschweiz keineswegs (Biltenerobel, Rachentobel) und erlangt nach neuesten Untersuchungen von HABICHT namentlich an der Stockbergbasis ganz bedeutende Mächtigkeit.

Als Oberstampien = Chattien gelten in der s. M. vor allem die grossen Nagelfluhkomplexe von der Art der Speer-, Rigi-, Bäuchlen- oder Blumenserien. Daneben aber erreicht im E, namentlich zwischen Aegerisee und Sihl, sowie zwischen Linth und Rhein, auch die konglomeratfreie Fazies des Oberstampien (Kalksandstein-Mergel-Serien) ganz bedeutende Verbreitung und Mächtigkeit. Es gehören hieher vor allem die Komplexe im Bereich der nördlichen Hauptantikinalen (Mergelfazies der Teufelsmauerschichten, Zone des Appenzeller Sandsteins), sowie der Antikinalen A₂ (Zone des Ebnater Sandsteins u. ä.). Im W entsprechen diesen Serien die Sandstein-Mergel-Folgen des Lochsitenberges mit den für sie charakteristischen Knollenmergeln (siehe p. 156).

Die eigentliche Domäne des subalpinen Aquitanien ist der östliche Sektor der subalpinen Zone, wo nicht nur die granitische Molasse gegen den Rhein hin Mächtigkeiten bis zu 2000 m erreicht, sondern auch die zugehörigen Nagelfluhzentren Hohrone, Gäbris und

Kronberg p. p. eine wesentliche Rolle spielen. Man kann die Konglomeratfazies des Aquitanien in Anlehnung an KAUFMANN als Hohrone- oder Gábris-Schichten bezeichnen. Betrachtet man die bedeutende Verbreitung der granitischen Molasse in der östlichen Schweiz und die Verteilung der zugehörigen Nagelfluhfächer, so wird man dazu geführt, für die zunehmende Verschmälerung des aquitanen Molassestreifens (äussere Zone) etwa vom Vierwaldstättersee an gegen die Grossen Emme nicht nur tektonische Ursachen, sondern auch eine primär schwächere Entwicklung der granitischen Molasse verantwortlich zu machen. Für diese Deutung spricht nicht zuletzt auch die bekannte, zuletzt von LIECHTI (Lit. 99, p. 11) hervorgehobene Tatsache, dass die granitische Molasse von E nach W eine zunehmende Vermergelung aufweist. Diese Faziesveränderung äussert sich darin, dass von Marbach bis etwa zum Zugersee Mergelsandsteine und (rötliche) Mergel („Rote Molasse“) überwiegen, während die Hauptentwicklung des typischen, abbaufähigen granitischen Sandsteins — wie schon aus der Zahl und der Verbreitung der Steinbrüche hervorgeht — vom Zugersee an gegen E einsetzt (Zuger, Bollinger, Bildhauser, St. Margrether Sandsteine). Damit geht parallel die Einschaltung von ausgesprochenen Kalksandstein-Horizonten etwa von der Linth an gegen den Rhein hin (Teufener und Heidener Kalksandsteinschichten).

Burdigalien (= Luzerner, Rorschacherberg-Schichten, plattenförmige Molasse) und Helvétien (= Belpberg-, Rotsee-, St. Galler Schichten) beschränken sich in ihrer marinen Ausbildung (obere Meeresmolasse) auf die Randgebiete der miozänen Schuttfächer. Das marine Helvétien kann im ganzen als die Mergelfazies des marinen Burdigalien bezeichnet werden, welches seinerseits als die sandsteinreichste, mergelärmste Serie der s. M. gelten darf (Rorschacherberg!). Beiden Stufen entsprechen in den zentralen Schuttfächergebieten limno-terrestre Aequivalente (z. B. Diessbach-, Falkenfluh-, Brenzikofen-Schichten im Aaregebiet, Wattwiler Schichten im Toggenburger Fächer). Dem Studium der Land- und Süßwassermolluskenfaunen dieser vom Aquitanien bis ins Tortonien hinauf gleiche Fazies aufweisenden Serien kommt aus eingangs dargelegten Gründen besondere Bedeutung zu. Als limno-terrestres Untermiozän betrachten wir (Lit. 124) auch die merkwürdige Nagelfluhzone des Sommersberges, die bereits im S-Schenkel der nördlichen Hauptantiklinale, im Hangenden der Gábriszone liegt. Dass im Allgäu sogar das marine Miozän südlich der nördlichsten Molassestörung nochmals auftritt (Hauchenberg und Bad Sulzbrunn), verdient in diesem Zusammenhange nebenbei vermerkt zu werden.

Das Tortonien ist die für die Molasse des Mittellandes charakteristische Formation und spielt am Aufbau der s. M. (selbst wenn wir diese wie üblich als dislozierte Molasse definieren) nurmehr eine

sehr untergeordnete Rolle. Wahrscheinlich muss ein Teil des unteren Tortonien, nicht nur in der Ostschweiz, noch als limnisches Helvétien aufgefassst werden.

E. Fazies der subalpinen Molasse.

In bezug auf die Frage nach dem Ablagerungsmedium der s. M. zwischen Rhein und Aare gilt heute immer noch in grossen Zügen die alte, auf B. STUDER und O. HEER zurückgehende Verteilung in Untere und Obere Meeresmolasse, Untere und Obere Süßwassermolasse. Dass die nordalpine Trogsenke zur Zeit des unteren Stampien und dann wieder während des unteren und mittleren Miozäns vom Meere erfüllt war, steht seit langem ausser Diskussion. Doch schliesst diese Feststellung natürlich keineswegs die Existenz brackisch-lagunärer und limnisch-terrestrer Sedimente aus, sei es in den zentralen Schüttungsbezirken (Hörnli, Napf), sei es in alpennäheren, strandfernen Festlandsgebieten (Sommersberg). Das eigentliche marine Milieu blieb auf die nördliche Trogrinne und auf die weit nach S vorbiegenden Schuttfächerzwischengebiete beschränkt. Die solchen Vorstellungen entsprechenden seitlichen Facieswechsel und -übergänge sind vor allem aus der obern Meeresmolasse recht gut bekannt, während wir aus der untern Meeresmolasse unseres Gebietes von ähnlichen Facies-zusammenhängen noch so gut wie nichts wissen. Dies hängt offenbar damit zusammen, dass hier viel zu sehr nach dem Rezept verfahren wird: Was marin ist (d. h. Cardien und Cyrenen führt), ist Rupélien, was nicht marin ist (d. h. Land- und Süßwassermollusken, aber keine Cardien u. ä. liefert), ist Chattien. Man wird den horizontalen Facies-veränderungen auch in der untern Meeresmolasse vermehrte Aufmerksamkeit schenken müssen, wobei sich ergeben könnte, dass manche basale Chattienkomplexe eigentlich noch zum Rupélien gehören.

Dem Helvétienmeer wird, im Zusammenhang mit seinem bedeutenden Transgressionsbereich und auf Grund seiner Molluskenfaunen mit stenohalinen Formen, ein normal-mariner Charakter zugesprochen, während Burdigalien- und Rupélienmeer, nach Fossilinhalt und Facies, einen mehr brackisch-binnenmeerischen Einschlag aufzuweisen scheinen (Lit. 135). In der untern Süßwassermolasse hat ROLLIER 1922, allerdings ohne irgendwelche Belege, eine teilweise marine Ausbildung vermutet⁸⁾.

Aber erst in jüngster Zeit sind Beobachtungen bekannt geworden, welche die Süßwasseraufzüge der subalpinen untern Süßwassermolasse in Frage zu stellen scheinen, obwohl, wie betont werden muss, aus derselben an Makrofossilien nur Land- und Süßwasserformen bei-

⁸⁾ Vergl. auch Lit. 66, p. 42.

gebracht worden sind⁹⁾. In der s. M. des östlichen Vorarlbergs fand MUHEIM (Lit. 116) nicht nur in der untern Meeresmolasse, sondern auch im Chattien und Aquitanien allenthalben sowohl Glaukonit als auch Foraminiferen. Er zieht daraus den Schluss, dass in seinem Arbeitsgebiet „sämtliche über der untern Meeresmolasse auftretenden Horizonte ebenfalls mehr oder weniger mariner Entstehung“ seien. In den aquitanen Kojenschichten kannte E. KRAUS schon 1929 starke Glaukonitanreicherungen. Er kommt aber für seine und MUHEIM's Beobachtungen zu folgendem Ergebnis: „Die Durchmischung der untern Süßwassermolasse im Vorarlberg mit marinem Feinstmaterial aus Glaukonit und Foraminiferen bei Abwesenheit irgendeiner bodenständigen Meeresfauna, von Austern, Bohrmuschelllöchern, Haizähnen u. a. in den Landschneckenmergeln scheint mir keineswegs marine Entstehung der untern Süßwassermolasse, sondern nur Umlagerungsvorgänge zu beweisen“¹⁰⁾.

Eigene Untersuchungen in der ostschiweizerischen subalpinen untern Süßwassermolasse führten uns ebenfalls zur Feststellung von bald mehr, bald weniger Glaukonit in den meisten Dünnschliffen. Dazu gesellen sich auch hier, allerdings relativ selten, Foraminiferen, während solche beispielsweise gerade in der sicher marinen oberen Meeresmolasse von Rorschach bisher nicht entdeckt werden konnten. Auf Grund verschiedener Stichproben zweifeln wir kaum daran, dass weitere Dünnschliffuntersuchungen die allgemeine Verbreitung des Glaukonits in den meisten Horizonten der subalpinen untern Süßwassermolasse zwischen Rhein und Aare ergeben werden.

Bevor aber die Frage nach dem Ablagerungsmedium unserer unteren Süßwassermolasse beantwortet werden kann, gilt es zunächst durch Detailuntersuchungen abzuklären, ob der Glaukonit- und Foraminiferengehalt der fraglichen Sedimente autochthoner Natur ist oder aber eine allochthone Einschwemmung darstellt. Die Ansichten hierüber sind noch sehr geteilt. Auf die grosse Bedeutung von Aufarbeitungs- und Umlagerungsvorgängen für Foraminiferen hat u. A. A. SENN¹¹⁾ kürzlich wieder aufmerksam gemacht. Sollte sich die Bestimmung der von MUHEIM aus dem Vorarlberger Oligozän zitierten Orthophragminenreste bestätigen, so wäre damit, da diese Foraminiferen Ende Eozän erloschen sollen, ein wertvolles Indiz für die Umlagerung erbracht. Ganz allgemein mag überhaupt bemerkt werden, dass die Sedimentationsbedingungen der s. M. wohl kaum ein für Foraminiferen geeignetes Milieu schufen.

⁹⁾ Einzig aus den aquitanen Kojenschichten erwähnt MUHEIM (Lit. 116) neben den gewöhnlichen Land- und Süßwassermollusken zwei marine, generisch nicht näher bestimmbar Bivalvensteinkerne.

¹⁰⁾ E. KRAUS: Über den ultrahelvetischen Kreideflysch. Eclogae geol. Helv. 28, 1935, p. 45—50.

¹¹⁾ A. SENN: Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden etc. Eclogae geol. Helv. 28, 1935.

Ein Problem für sich ist offenbar der Glaukonit. Während ihn z. B. KRAUS kurzerhand als allothigene Einschwemmung betrachtet, müssen wir ihm mit MUHEIM wegen seiner ganzen Erscheinungsform (auffallende Frische, keine Limonitisierung, z. T. blättrig-strahlige Aggregate, pigmentärer Glaukonit, Ausfüllung der Zwischenräume zwischen den Gesteinskomponenten u. ä.) authigenen Ursprung zusprechen. Während nach HUMMEL der Glaukonit als Ferrisilikat kein leicht verwitterbares Produkt wäre, ist er nach NIGGLI (pers. Mitt.) gemäss seiner ganzen Konstitution als durchaus umlagerungs-sensibelnes Mineral zu betrachten¹²⁾.

Schliesslich darf heute auch die Frage aufgeworfen werden, ob — oder wenigstens inwieweit — der Glaukonit als einwandfreier Indikator für marines Ablagerungsmedium gelten kann. Die bisher üblichen Ansichten von seiner Entstehungsweise machen eine K-haltige Lösung, also Meerwasser, zur unbedingten Voraussetzung.

Nach dem Vorgange von HUMMEL¹³⁾ soll die Glaukonitbildung etwa so vor sich gehen: Terrigene Fe-haltige, zumeist K-freie Alumosilikate werden im Meerwasser in gel- oder solartigen Zustand übergeführt. Tonerde- und Kieselsäure-verlust bedingen eine relative Fe-Anreicherung. Fe²⁺ wird — dank der Einwirkung kalter O-reicher Strömungen — zu Fe³⁺ oxydiert, obwohl die eigentlichen Bildungs-räume des Glaukonits infolge Anwesenheit organischer Substanzen an sich anaerob sind, also reduzierend wirken. Das entstehende gelartige, wasserhaltige Ferri-silikat nimmt zuletzt adsorptiv K aus dem Meerwasser direkt auf, ein Vorgang, der mit dem Basenaustausch der Böden in Parallelle gesetzt wird. Für den ganzen Prozess nötige Voraussetzungen sind: 1. K-haltiges Medium = Meerwasser, 2. Optimale Wassertemperatur von ca. 3—15° C wegen des O-Gehaltes, 3. Langsame Sedimentation des terrigenen Ausgangsmaterials zwecks besserer Ein-wirkung halmyrolytischer Reaktionen.

Eine neue amerikanische Studie von E. WAYNE GALLIHER¹⁴⁾ lässt das Glaukonitproblem in einem neuen Lichte erscheinen.

Darnach ist der Glaukonit ein Zersetzungprodukt des ins Meer eingeschwemmten Biotits, wobei alle Übergänge von Biotit zu Glaukonit existieren sollen. Der Biotit verliert bei dieser Umwandlung etwas Tonerde, K und Mg, nimmt Wasser auf, während ähnlich wie oben Fe²⁺ zu Fe³⁺ oxydiert wird. Das Meerwasser, mit einem pH-Wert von 8,3—8, spielt beim ganzen Prozess nicht mehr die Rolle des K-Lieferanten, sondern zur Hauptsache die Rolle einer alkalischen, katalytisch-aktiven Lösung, die einerseits die Umwandlungsprozesse beschleunigt, andererseits aber auch für den K-Haushalt von gewissem Einfluss sein soll.

Es erscheint uns im Hinblick auf diese neue Deutung der Glaukonitbildung nicht allzu gewagt, noch einen Schritt weiter zu gehen

¹²⁾ In den rezenten Bodenseeablagerungen soll nach HUMMEL aus der oberen Meeresmolasse eingeschwemmter Glaukonit vorkommen, dessen Untersuchung in diesem Zusammenhange besonders wertvoll wäre.

¹³⁾ Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rund-schau, 13, 1922.

¹⁴⁾ Bull. of the Geol. Soc. of America, 46, 1935, p. 1351—1365.

und zu vermuten, dass — unter gewissen noch unbekannten Voraussetzungen — die Umwandlung Biotit-Glaukonit anstelle des üblichen Verwitterungsvorganges Biotit-Chlorit auch im Süßwasser vor sich gehen könnte, wenn nur eine genügend grosse Umwandlungszeit zur Verfügung steht. Allerdings ist gerade die Forderung nach langsamer Sedimentation speziell für die s. M. kaum aufrecht zu erhalten, eine Schwierigkeit, die aber auch von der üblichen Erklärungsweise nach HUMMEL nicht umgangen wird.

Diese vielleicht nicht unmittelbar zum Thema gehörenden Bemerkungen sollen einzig darlegen, dass die Frage nach dem Ablagerungsmedium der untern Süßwassermolasse sehr komplexer Natur und heute noch nicht ohne weiteres zu entscheiden ist. Immerhin aber muss die Möglichkeit einer ganz oder teilweise marin bis brackischen Entwicklung der untern Süßwassermolasse (und vielleicht auch der oberen Süßwassermolasse) für weitere Studien ernsthaft berücksichtigt werden, umso mehr, als von BERSIER (Lit. 23) im Aquitanien unweit Lausanne kürzlich sichere Zeugen marin Milieus (*Ostrea*, Haizähne) beigebracht worden sind. Das Fehlen mariner Makrofossilien in unserer subalpinen untern Süßwassermolasse, sowie die im allgemeinen spärliche Verbreitung von Land- und Süßwassermollusken könnte schliesslich durch die Annahme eines raschen kurzperiodischen Wechsels des Ablagerungsmediums einigermassen plausibel gemacht werden.

F. Regionale Übersicht über die Tektonik und Stratigraphie.

1. Das Vierwaldstätterseegebiet.

Wichtigste Literatur:

1825: B. STUDER	Lit. 146 p. 60—64, 75—76, 377—380
1853: „ „	„ 147 p. 364, 380—383, 426, 448—449
1860: F. J. KAUFMANN	„ 81
1872: „ „ „	„ 82
1887: „ „ „	„ 84
1899: E. LETSCH	„ 98 p. 1—9
1910: A. BUXTORF	„ 29
1914: E. BAUMBERGER	„ 2
1916: A. BUXTORF	„ 31
1925: E. BAUMBERGER	„ 6
1925: „ „	„ 5
1929: „ „	„ 9
1934: „ „	„ 55 Fasc. X. Nr. 54
1934: „ „	„ 12
1934: J. KOPP	„ 89
1934: A. BUXTORF	„ 55 Fasc. X. Nr. 53, 55
1936: „ „	„ 33

Geologische Karten:

Geol. Karte 1:100.000, Bl. VIII, Aufl. 1 und 2

Geol. Vierwaldstätterseekarte 1:50.000 (1916)

Geol. Karte der Rigi-Hochfluhkette 1:25.000 (1913)

Eine regionale Betrachtung der s. M. zwischen Rhein und Aare geht zweckmässig vom Vierwaldstätterseegebiet aus. Entstanden doch gerade hier die ersten klassischen Arbeiten KAUFMANN's, die für seine späteren Studien gegen W und E richtunggebend wurden. Und andererseits gelangte auch BAUMBERGER in diesem selben Gebiet zu jenen neuen Erkenntnissen, die eine Umwälzung in der tektonisch-stratigraphischen Interpretation der gesamten s. M. bedeuteten. So darf denn das Vierwaldstätterseegebiet für die Molassegeologie als klassischer Boden bezeichnet werden, nicht zuletzt auch darum, weil in seinen Querschnitt das einfachste übersichtlichste Profil durch die s. M. zwischen Rhein und Aare fällt.

Nach dem Vorgange von BAUMBERGER gliedert man das Vierwaldstätterseeprofil in eine äussere gefaltete und in eine innere überschobene Zone.

a) Die äussere Zone umfasst 3 durch Synklinalen getrennte Gewölbe. Es sind dies von N nach S:

Horizontale Molasse

- | | |
|------------------------|------------------------------------|
| 1. Würzenbach-Gewölbe | I. Allmendli-Mulde = Birregg-Mulde |
| 2. Birregg-Gewölbe | II. Krämerstein-Synklinale |
| 3. Krämerstein-Gewölbe | |

Rigiüberschiebung.

Die Allmendli- oder Hauptsynklinale hat KAUFMANN — nach Hinweisen von MOUSSON — zuerst „als eine unumstössliche Tatsache“ erkannt, die für ihn zum „Schwerpunkt für das Verständnis der Lagerung der subalpinen Molasse“ (Lit. 82, p. 203) wurde. Die 3 genannten Antiklinalen können nicht als Gewölbe im eigentlichen Sinne bezeichnet werden, da mit diesem Begriff die Vorstellung eines horizontalen Gewölbescheitels verbunden ist. Die ihnen statt dessen eigene saigere Kernzone ist uns, worauf an anderer Stelle zurückzukommen sein wird, ein Hinweis dafür, dass diese Gebilde als bereits recht stark deformierte, in sich verstellte und verschobene Antiklinalen zu deuten sind. Tektonische Scheitelstörungen machen wir daher in erster Linie für den starken Abtrag der antikinalen Kernzone verantwortlich, wie er sich zum Beispiel im Verlauf der Würzenbach-Antiklinale morphologisch so deutlich manifestiert: Würzenbachtal, Niederung von Kriens. Übrigens sieht sich neuerdings auch KOPP veranlasst, im Kern der Würzenbach-Antiklinale eine Überschiebung anzunehmen. Eine solche hat BAUMBERGER (Lit. 4) bereits 1924 in seinen Exkursionsprofilen vertreten, später aber offenbar wieder fallen

gelassen. Ganz abgesehen von unserer Auffassung der Molasse-antiklinalen als relativ bereits stark in sich verstellten tektonischen Elementen legt das Stadium der E-Fortsetzung der Würzenbach-Antiklinale (siehe p. 130) die Vermutung nahe, dass dieses „Gewölbe“ auch bei Luzern bedeutend komplexer gebaut sein könnte, als man im allgemeinen annimmt.

In stratigraphischer Hinsicht umfasst diese äussere Zone bei Luzern vorwiegend das Aquitanien. Seine Mächtigkeit kann nicht angegeben werden, da seine Unterlage nirgends zutage tritt. Am Aufbau der Würzenbach-Antiklinale bzw. am Aufbau ihres N-Schenkels ist die obere Meeresmolasse mit einer Mächtigkeit von 1400 m (Burdigalien 800 m, Helvétien 600 m) nicht unwesentlich beteiligt. Das hangende, schwach aufgerichtete Tortonien leitet rasch über zur flachen Molasse des Mittellandes. Die mutmassliche Grenze zwischen dislozierter und flachliegender Molasse ist von KAUFMANN auf Bl. VIII (1. Aufl.) eingetragen worden: Rote Linie Cham-Malters. Eine mit der Feststellung der Bramegg-Synklinale nötig gewordene Korrektur wird in Lit. 82, pag. 238 erwähnt.

Aus dem Umstand, dass bei Luzern und weiter gegen SW in die Synklinalen kein Miozän mehr einsticht und in den Antiklinalkernen kein Stampien zutage tritt, hat BAUMBERGER gefolgert, dass das Aquitanien dieser äusseren Zone erst nach dem Abtrag des miozänen Sedimentmantels von seiner stampischen Unterlage abgeschürft, zusammengestaut und emporgepresst worden sei. Dieser Ansicht, wonach das Stampien nicht in die Faltung der äussern Zone mit einbezogen worden sei (vgl. Profile BAUMBERGER Lit. 11 und BUXTORF Lit. 55, Fasc. X, p. 705), können wir uns, wie an anderer Stelle (p. 125) dargelegt wird, nicht anschliessen.

b) Die innere Zone besteht am Vierwaldstättersee aus einer einzigen, mächtigen Molasseschuppe, derjenigen der Rigi-Rossberg-Zone. Mit den basalen Horwermergeln als Gleitmittel ist dieser Nagelfluhklotz in einer Mächtigkeit von 3—4 km auf das aquitane Vorland überschoben worden, zu diesem nicht nur lithologisch-stratigraphisch, sondern auch morphologisch in scharfem Gegensatz stehend. Das Rigiprofil ist von BAUMBERGER und BUXTORF folgendermassen gegliedert worden:

4. Kalknagelfluh der Scheidegg	400—600 m
3. „Bunte“ Riginagelfluh	1400—1500 m
2. Kalknagelfluh von Weggis	800 m
1. Horwerschichten (Grisigermergel + Horwersandsteine	400—500 m
Rigischuppe	3000—3400 m

Die stratigraphische Zuordnung, wie sie beispielsweise noch auf der Vierwaldstätterseekarte vertreten ist (Komplexe 1 + 2 = Burdi-

galien, 3 = Helvétien, 4 = Tortonien) musste mit der Erkenntnis vom unterstampischen Alter der Horwerschichten (Rupélien) fallen gelassen werden. Die hangenden Riginagelfluhen rückten damit in der stratigraphischen Skala automatisch bedeutend tiefer hinab. Horwerschichten (1) und Weggiser Kalknagelfluh (2) stellt BAUMBERGER (vgl. Lit. 55, Fasc. I, Tabelle) ins Rupélien (untere Meeresmolasse), jene mit der Tonmergelstufe, diese mit der Bausteinzone der schon lange bekannten Gliederung der unteren Meeresmolasse Bayerns und Vorarlbergs in Parallele setzend. Die höhern Schichtglieder 3 und 4 müssen dann dem oberen Stampien = Chattien zugeteilt werden. Da jedoch die Einrangierung der Weggiser Schichten in das Rupélien bis heute jeder sicheren Begründung entbehrt, haben wir auf unserer Karte die gesamte Riginagelfluh zum Oberstampien gezogen. Wenn gegen das stampische Alter eines derart mächtigen Komplexes prinzipielle Bedenken laut geworden sind (R. STAUB, Lit. 141, p. 34), und man wenigstens für die bunten Riginagelfluhen aquitanes Alter postulieren wollte, so kann hiezu folgendes bemerkt werden: Die stratigraphisch höchsten Fossilbelege beziehen sich auf eine Molluskenfauna des Chattien aus der Ausbruchsnische des Goldauer Bergsturzes (Gnippen; bunte Nagelfluh). Der darüber noch folgende Nagelfluhkomplex in einer Mächtigkeit von ca. 2000 m hat bisher keine Fossilien geliefert. Die Existenz aquitaner Schichtglieder ist darnach, wie auch BUXTORF betont, nicht ohne weiteres abzustreiten. Gegen eine solche Annahme spricht aber ein gewichtiger Grund: Die dem Rigifächer vorgelagerten Aquitannagelfluhen der äusseren Zone müssten dann nämlich als dessen nördlichste, äusserste Randteile betrachtet werden. Der Umstand aber, dass diese aquitanen Nagelfluhen der granitischen Molasse in ihrer Geröllführung sich von der „bunten“ und kalkigen Rigi-Nagelfluh grundsätzlich unterscheiden und niemals auseinander abgeleitet werden können, spricht gegen die Existenz aquitaner Nagelfluhkomplexe im höhern Rigiprofil.

In tektonischer Beziehung stellt die zentrale Rigi-Rossberg-Zone eine äusserst einfach gebaute, einheitlich gegen SSE einfallende Schuppe dar. Schwachwellige Deformationen sind bekannt: Am Rossberggipfel fallen die Schichten mit ca. 30°, bei Goldau nur mehr mit ca. 12—20° nach S ein (bei einem mittleren Streichen von N 70° E). Sie beschreiben einen nach oben schwach konkaven Bogen (siehe Profil in Lit. 2). Das Gegenteil konstatieren wir an der Rigi selber, wo das Schichtfallen von N nach S zunimmt. Hier macht sich offenbar der verstärkte, gestaffelte N-Vorstoss der Rigihochfluh-Vitznauerstock-Bürgenstock-Kette geltend. Auf die Verhältnisse am Molasse-Alpenkontakt kommen wir indes in einem besonderen Kapitel zu sprechen.

Obwohl bereits über das Vierwaldstätterseegebiet hinaus greifend, sei die räumliche Ausdehnung des Rigi-Nagelfluhfächers zweckmässig bereits an dieser Stelle besprochen. Über Rossberg, Wildspitz und

Kaiserstock zieht die Rigizone in abnehmender Nagelfluhentwicklung gegen NE, über Morgarten und Rotenturm in die Gegend von Einsiedeln, wo die Konglomerate primär auskeilen und damit wohl auch die Rigischuppe s. l. als solche zu existieren aufhört. Man beobachtet dabei folgendes: Die tieferen Horizonte der Weggiser Kalknagelfluh reduzieren sich gegen NE sehr rasch. Am Zugersee, von Gängigen bis über St. Adrian hinaus, fehlen Nagelfluheinlagerungen vollständig. Ähnliche Verhältnisse gelten für die hangende Scheideggagnagelfluh. Wenn auch ihre Fortsetzung jenseits des Lowerzersees zum grossen Teil unter dem Flyschkomplex des Haggen zu suchen wäre, so weist doch die starke Mergelentwicklung im Gebiet der Steiner Aa z. B. auf ein primäres Auskeilen hin. Die auffallend starke Mergelverbreitung hat R. STAUB (Lit. 50) sogar dazu verführt, hier die Existenz einer höheren, der Hilferschuppe des W entsprechenden Deckschuppe, einer Steiner Schuppe, zu postulieren. Nach der geologischen Karte und eigenen Beobachtungen (es handelt sich etwa keineswegs um unterstampische Mergel) liegen dafür aber keine Anhaltspunkte vor. Aus der Gegend von Sattel-Einsiedeln erwähnt auch R. FREI (Lit. 49), dass sich namentlich die südlicheren Konglomeratbänke gegen NE rasch verlieren. Es sind somit vor allem die mittleren Komplexe der (bunten) Riginagelfluh, die am weitesten gegen NE aushalten. Wenn auch am Morgarten und bei Rotenturm noch deutlich eine untere Kalknagelfluh und eine obere „polygene“ Nagelfluh unterschieden werden können, so zeigt sich im ganzen doch deutlich eine Verarmung an kristallinen Komponenten von der Rigi gegen NE. Solches beobachtete R. FREI zwischen Morgarten und dem Gebiet östlich Rotenturm, BUXTORF (Lit. 31) bereits an der Rigi selber, wo die „bunte“ Nagelfluh nördlich Scheidegg gegen E (Lowerz) deutlich in Kalknagelfluh übergeht. Da andererseits die oberste Kalknagelfluhbank der Scheidegg gegen W (Dossen-E-Grat) in bunte Nagelfluh übergeht, werden von BAUMBERGER und BUXTORF wenigstens für die jüngere Phase der Rigi-Nagelfluhschüttung 2 verschiedene Flussarme als Schotterlieferanten angenommen: ein östlicher, vorwiegend Kalknagelfluh liefernder, und ein westlicher, reichlich bunte Konglomerate fördernder Strom. Von ganz andern Voraussetzungen ausgehend, ist übrigens auch R. STAUB (siehe unten) zur Annahme zweier differenter, sich überschneidender Stromarme gelangt. Jedenfalls wird das zukünftige Studium des Rigifächers anhand geröllstatistischer Auszählprofile wertvolle Ergebnisse zeitigen können. Vorderhand müssen wir uns mit der Wiedergabe einer einzigen Geröllzählung begnügen, aus der wenigstens hervorgeht, dass auch die sogenannte bunte Riginagelfluh keineswegs den Bedingungen entspricht, die nach dem (p. 96) Gesagten an ein wirklich polygenes Konglomerat gestellt werden müssen. Auch die „bunte“ Rigi-Nagelfluh ist auf Grund unserer Zählung (siehe auch die Statistik von ESCHER-HESS Lit. 47, p. 9 und 38) als eine kristallinführende Kalknagelfluh zu bezeichnen. (Siehe Tabelle II.)

Tabelle II.

Nagelfluh-Auszählung auf Rigi-Kulm
(„Bunte“ Riginagelfluh).

Gezählte u. untersuchte Komponenten: 440

	Anzahl	%
a) Rote Granite, grobkörnig	19	4
„ „ feinkörnig-porphyrisch	7	2
b) Rote Quarzporphyre (kleine Gerölle)	2	
Graue „	2	
Granodiorit, feinkörnig	1	
Basische Eruptiva, mürbe	2	
Dunkle Glimmerquarze bis Gneise	2	
c) Gelbe Flyschkalke, z. T. kieselig	122	28
d) Flyschbrekzien u. -konglomerate, fein bis sehr grob, eigentliche Nagelfluhen mit Kalk-Dolomitkomp. . .	33	8
e) Flyschsandsteine, z. T. glimmerreich, und Flysch- mergelkalke, gelblich	14	3
f) Fleckenmergelkalke, wohl meist Flysch, z. T. Lias— Kreide	19	4
g) Helle, weisslich-graue Kalke, meist dicht, in 2 Fällen hornsteinführend, Klippenmalm, Biancone, Flysch .	39	8
h) Dunkelgraue, bräunliche u. schwarze Kalke, dicht bis körnig, Lias, Klippenmalm, Flysch, ev. Rhät .	60	14
i) Mergelkalke, Kalkschiefer u. andere atypische Sedi- mente	32	7
k) Kieselkalke, hell u. dunkel, Neocomtypus, selten .	24	5
l) Übrige Brekzien u. Konglomerate, Lias, ev. Tristel- brekzie?	6	1
m) Ölquarzite	7	2
n) Hornsteine, Radiolarite z. T., bis Hornsteinkalke, meist grau-grün, z. T. rot	12	3
o) Dolomite, Dolomitbrekzien, stark dolomitische Kalke	31	7
p) Verschiedenes: 1 roter Kalk (Adnether Lias oder rotes Tithon)		
1 roter, körniger Sandkalk (Lias?)	6	2
1 Krinoidenbrekzie		
3 weisse Marmore, dolomitisch		

440 Komp. 100%

Im SW sucht man umsonst nach einer würdigen Fortsetzung der Rigi-Nagelfluhzentren. Es folgt der gewaltige Abbruch des Rigiklotzes zum Vierwaldstättersee, und erst jenseits des Sees, im Gebiet des Horwer Hohwaldes und am Höchberg sind wieder vereinzelte Konglomeratbänke aufgeschlossen (kopfgrosse Nagelfluhen an der Kännel-egg). Sie entsprechen den Weggiser Schichten, während die „bunte“ Riginagelfluh unter dem Pilatus zu suchen wäre. Wenn auch, worauf noch zurückzukommen sein wird, die plötzliche, gewaltige Reduktion der Rigizone gegen SW zur Hauptsache auf das Konto alter Erosionsvorgänge zurückzuführen ist und eine starke quartäre Überschüttung im fraglichen Gebiet manche Nagelfluhhorizonte verhüllen mag, so scheint uns doch auch ein primäres seitliches Auskeilen der Konglomerate mitzuspielen. Den Rümlig erreichen nach der Vierwaldstätterseekarte noch ganze 3 Nagelfluhhorizonte. Das erneute Anschwellen von Nagelfluhen im Schwarzflühli-Heuboden-Gebiet entspricht offenbar einem neuen selbständigen Schüttungsvorstoß, so dass wir den Rigifächer als solchen im SW vorderhand im Eigental, d. h. ca. 45 km von seinem E-Rande bei Einsiedeln entfernt, endigen lassen. Immerhin sei zugegeben, dass die Beziehungen zwischen Rigi- und Schwarzflühli-Nagelfluh punkto Geröllführung ziemlich enge sind, was auf gewisse Zusammenhänge hindeutet. (Siehe auch p. 163.)

Die Rigi-Nagelfluhzone gehört, zusammen mit den gleichaltrigen Pélerin-Nagelfluhen, zu jenen Schuttfächern der s. M., die nicht mehr vor heute noch erkenn- bzw. rekonstruierbaren Axendepressionen des Alpengebirges liegen. Dennoch erscheint es R. STAUB nicht unabweisbar, in den Rigi-Nagelfluhen „unter Umständen die Verschmelzung der aus der Maggia-Hasli-Senke und der Septimer-Depression herausquellenden Schuttkegel“ (Lit. 141, p. 61) zu erblicken. Auch denkt er (p. 63—64) an die mögliche Existenz einer der nördlichen Maggiasecke entspringenden Ur-Reuss, die, allein oder sich im Raume des heutigen Schwyzer Beckens vereinigend mit einer dem Knickungswinkel zwischen lepontischem und rhätischen Deckenbogen etwa über dem Bleniotal entströmenden Ur-Linth, den Rigifächer geschüttet hätte. Da solche Talanlagen sich höchstens bis zum Aufstieg der Zentralmassive etwa im Oberoligozän halten konnten, wäre das Vorhandensein oberst-oligozäner (aquitane) oder gar miozäne Sedimente in der Rigizone schon aus diesem Grunde wenig wahrscheinlich. Seine grösste noch erhaltene und wahrscheinlich auch primär maximale Mächtigkeit erreicht der Rigifächer etwa im Querschnitt von Arth. Es ist offenbar mehr als ein Zufall, dass er gerade hier durch das Quertal Oberer Zugersee-Goldau-Lowerzersee in zwei ungefähr gleichwertige Teile zerschnitten worden ist. Umsomehr als z. B. auch die Speerzone eine analoge Zweiteilung in bezug auf das Linthtal zwischen Walensee und Zürichsee aufweist. Man muss sich daher fragen, ob hier eventuell eine primäre zentrale Schüttungsrinne für spätere

Talanlagen von Bedeutung war, oder ob die trennenden Quertäler — worauf der Fall des Linthtales (p. 172) oder der des Entlendurchbruches (siehe p. 177) hinweisen könnte — auf Knickungen in der allgemeinen Streichrichtung zurückzuführen sind (Knickungsfurchen). (Vgl. hiezu auch: R. STAUB, Lit. 141.)

2. Zwischen Zugersee und Sihlsee.

Wichtigste Literatur:

1853	B. STUDER	Lit. 147 p. 383, 426—428
1860	F. J. KAUFMANN	„ 81 „ 78—87
1872	„ „ „	„ 82 „ 199—239
1899	E. LETSCH	„ 98 „ 10—25
1914	E. BAUMBERGER	„ 2
1914	R. FREI	„ 49
1935	W. HOEHN-A. OCHSNER	„ 80
1936	K. KLEIBER	„ 88

Geolog. Karten:

Geol. Karte 1:100.000 Bl. VIII und IX

„ „ des Lorzetobel-Sihlsprung-Gebietes 1:25.000 (1912)

„ „ Gebiete zwischen Zürichsee und Zugersee 1:25.000 (1894)

Das Gebiet der s. M. zwischen Zugersee und Sihlsee ist geologisch noch heute recht schlecht bekannt. Die starke quartäre Überschüttung mag zu einem grossen Teil daran schuld sein. Neue Untersuchungen sind zurzeit von Zürich aus im Gange. Die Analyse dieses Sektors hat auf jeden Fall anzuknüpfen an die relativ einfachen und klaren tektonisch - stratigraphischen Verhältnisse des Vierwaldstätterseegebietes. Die von dort her bekannten tektonischen Elemente gilt es gegen E weiter zu verfolgen und zu lokalisieren.

Der Verlauf der Riginagelfluhzone bis zu ihrem Ausklingen bei Einsiedeln ist bereits besprochen worden. Die basalen Horwerschichten des Vierwaldstättersees lassen sich gleichfalls noch weit gegen NE verfolgen, allem nach in abnehmender Mächtigkeit, entsprechend der Reduktion der hangenden Nagelfluhen und der dadurch zweifellos bedingten Abnahme der Überschiebungsbreite der Rigi-Schuppe. Sie weisen in der Gegend von Katzenstrick ob Walchwil nicht unbeträchtliche Stauchungen auf, welche zuerst von KAUFMANN beobachtet und von BAUMBERGER bestätigt und in einem Profil (Lit. 2, p. 5) dargestellt wurden. Eine exakte Lokalisierung der Rigi-Überschiebung von Walchwil bis Einsiedeln muss künftigen Detailstudien vorbehalten bleiben. Doch besteht auf Grund unserer Beobachtungen kein Zweifel darüber, dass diese wichtige tektonische Leitlinie immer wenig nördlich der Rigi-Nagelfluhen durchzieht, um etwa im Raume von Willerzell irgendwie zu endigen oder von einer neuen Schubfläche abgelöst zu werden.

Die Grenze zwischen dislozierter und flachliegender Molasse, die nördliche Grenzlinie der alpinen Hebung, wie sie KAUFMANN nennt, verläuft ungefähr von Baar über Hirzel gegen Wädenswil. Zwischen ihr und der Rigiüberschiebung im S liegt somit die äussere Zone im Sinne BAUMBERGERS, in der wir nach den Erfahrungen am Vierwaldstättersee einen ziemlich einfachen Antiklinalen- und Synkinalenbau erwarten sollten. Sehen wir näher zu:

Die Region der Hohrone und des Gottschalkenberges, zusammen mit dem ihr direkt nördlich vorgelagerten Streifen Hütten-Menzingen-Zug, ist von jeher mit Recht als die direkte Fortsetzung, als das tektonische und stratigraphische Äquivalent der Würzenbach-Antiklinale angesprochen worden. An diesem Zusammenhang ist trotz fazieller und baulicher Unterschiede nicht zu zweifeln.

Der S-Schenkel der Würzenbach-Antiklinale enthält, beispielsweise im Gebiet des Meggenwaldes, nur wenige und unbedeutende Nagelfluhinelagerungen. Gegen NE (Halbinsel Kiemen, Zugerberg) gewinnen dieselben sowohl an Zahl wie an Mächtigkeit. Wir nähern uns einem aquitanen Nagelfluhbezirk, der zwischen Lorze und Sihl-Alpfluss in der Hohrone seine grösste Bedeutung erlangt (siehe unten). Diese zunehmende Einlagerung von Nagelfluhnen in den Antiklinal-S-Schenkel (der N-Schenkel bleibt vom Vierwaldstättersee bis zum Zürichsee so gut wie geröllfrei) bedeutete von Anfang an eine nicht zu unterschätzende Versteifung desselben und wurde für die Mechanik der Dislokation in erster Linie massgebend: Ungefähr vom Zugersee an beginnt der starre S-Schenkel als flach S-fallende Nagelfluh-Sandsteinplatte die vorgelagerte antiklinale Kernzone diskordant zu überfahren, bis diese Überschiebung etwa im Profil von Hütten ein Maximum erreicht, aber gegen den Etzel hin rasch wieder an Bedeutung verliert. Diese Hohrone-Überschiebung ist zuerst von R. FREI (siehe Lit. 66, Taf. VI, Profil III) postuliert worden. Neueste Detailuntersuchungen von K. KLEIBER (Zürich) haben sie nicht nur bestätigt, sondern haben vor allem auch ergeben, dass die ziemlich flach S-fallende Überschiebungsfläche zugleich eine ganz bedeutende, die unter sie hinein streichende, komplex gebaute antiklinale Kernzone (siehe p. 130) glatt abschneidende Diskordanzfläche darstellt. Wir glauben indessen wegen des Zurücktretens kleintektonischer Erscheinungen nicht, dass diese Amputation rein tektonisch erfolgt ist. So wie die Verhältnisse heute rekonstruierbar sind, scheint es uns mehr als wahrscheinlich, dass die Antiklinalzone s. str. zusammen mit dem N-Schenkel vor der später erfolgten Überschiebung des S-Schenkels bereits weitgehend abgetragen und erniedrigt worden, die Amputation somit zur Hauptsache auf erosive Ursachen zurückzuführen sei. Der primär fazielle Unterschied zwischen Antiklinal-S- und N-Schenkel einerseits, sowie der infolge erosiver Schwächung fehlende Widerstand im N andererseits gaben so Anlass zur Entwicklung der Hohrone-Überschiebung. Der Ausstich der Über-

schiebungsfläche fällt nach KLEIBER ziemlich genau mit dem Verlauf der auf Bl. IX eingezeichneten „Antiklinalaxen“ zusammen. Ein Überschiebungskontakt ist leider nirgends direkt erschlossen. Der von FREI und HÖHN erwähnte „Kontakt“ beim Kreuzbrunnen existiert nicht (Verwechslung von Schichtung und Längsklüftung).

Die Akzentuierung einer Überschiebung im Hohrone-Gebiet entspricht erwartungsgemäss einem Hochstau, einer Axenkulmination. Das axiale Gefälle von der Hohrone zur Lorze ist nach KLEIBER im S-Flügel erkennbar und beträgt 8—10°.

Am S-Rand der dem Würzenbach-Gewölbe entsprechenden, baulich aber modifizierten Hohrone-Antiklinale erwarten wir, gemäss den Verhältnissen am Vierwaldstättersee, eine Synklinale. Die Birregg-Synklinale, bei Luzern als normale symmetrische Mulde mit horizontaler Muldenbiegung entwickelt, erreicht bei Immensee den Zugersee. Jenseits des Sees, im Bereich des Sagenbaches nördlich Walchwil, ist sie als überkippte Mulde wiederum deutlich erkennbar: Die flach S-fallenden Hohroneschichten stossen unvermittelt gegen saigere oder gar steil S-fallende Schichtkomplexe ab. Ein Muldenschluss ist nicht mehr erkennbar, die Synklinale dürfte schon hier in ihrer Muldenaxe geknickt und gebrochen sein. Analoge Verhältnisse trifft man auch östlich des Aegerisees: Am Aufstieg nach St. Jost kannte bereits KAUFMANN saigere bis steil N-fallende Aufschlüsse. Neu hinzu kommt eine von KLEIBER entdeckte, imposante Steilzone beim „Ländli“ am Aegerisee, wenig südöstlich Ober-Aegeri, die als direkte Fortsetzung derjenigen von St. Jost betrachtet werden muss. Die zu dieser Steilzone synkinalen hangenden Hohroneschichten weisen am untern Aegerisee, sowie im Gebiet von Allosen, ein starkes Verflachen auf. Vom Kirchbühl bei Unter-Aegeri erwähnt KAUFMANN horizontale granitische Molasse, die zusammen mit den äusserst flach S-fallenden granitischen Sandsteinen und Mergeln bei Ober-Aegeri gegen die erwähnten Steilzonen abstösst. An einer der Birreggmulde von Luzern entsprechenden synkinalen Schichtstellung ist also auch zwischen Aegerisee und Biber nicht zu rütteln. Aber die durch die Überkippung verursachte Knickung des ursprünglichen Muldenschlusses nimmt nun infolge zunehmender Übertreibung etwa vom Aegerisee an den Charakter einer eigentlichen steilen Schubfläche an, längs welcher der ursprüngliche Synkinal-S-Flügel (und mit ihm das ganze südlich anschliessende Gebiet bis zur Rigiüberschiebung) in bezug auf den Synkinal-N-Flügel (Hohroneschichten) eine bedeutende „Hochschiebung“ erfahren haben muss. Zu dieser Deutung zwingen uns vor allem stratigraphisch-fazielle Gründe: Am Vierwaldstätter- und Zugersee gehört das gesamte Gebiet zwischen der Burdigalien-Transgression im N und der Rigiüberschiebung im S dem Aquitanien an (granitische Molasse!). Aquitanen Alters bzw. aquitaner „Facies“ ist sicher auch die gesamte Hohronezone (wie nicht zuletzt die Fossilfunde von Greit beweisen)

im S bis zu einer Linie „Ländli“-St. Jost-Biberbrücke. Mit dem Übertritt in die genannten Steilzonen und in das Gebiet südlich derselben ändert sich nun östlich des Aegerisees plötzlich das Bild. An Stelle der bei einem normalen Muldenbau zu erwartenden rückwärtigen Fortsetzung der Hohrone-Nagelfluhen, an Stelle der typischen aquitanen Faciesverhältnisse treffen wir hier bis zur Rigi-überschiebung allenthalben Aufschlüsse in ausgesprochenen Kalksandsteinen (speziell Kalksandsteine fehlen der Hohrone so gut wie völlig!) und gelblich-grauen Mergeln. Die lithologisch-facielle Übereinstimmung dieser Serien mit oberstampischen Gesteinsfolgen der Ostschweiz ist überraschend. Entsprechen manche Kalksandsteine (z. B. Steinbruch an der Grindelegg), auch nach der Meinung R. STAUBS, durchaus den Appenzeller-Sandsteinen des Chattien östlich der Linth, so lassen sich Schichtprofile, wie wir sie z. B. am Alpfluss nördlich Einsiedeln oder an den E-Hängen der Samstagern antreffen, ohne weiteres stratigraphischen Profilen, z. B. aus dem Gebiet der Teufelsmauern, gleichsetzen. Wenn auch das geologische Alter dieser Schichtfolge südlich der Hohrone erst noch durch Fossilien zu belegen sein wird, so zögern wir doch schon jetzt nicht, diese von den aquitanen Serien so verschiedenen Sandstein- und Mergelkomplexe ins oberste Stampien zu stellen. Wir kommen somit dazu, aus der gebrochenen Birregg-Synklinale des Vierwaldstättersees gegen NE eine Überschiebung — die Überschiebung von St. Jost — abzuleiten, durch welche die südlich anschliessenden Teile der sogenannten äusseren Zone eine derartige Höherhebung erfuhren, dass unter dem abgetragenen Aquitanen heute die oberstampische Unterlage zutage tritt. Mit dieser Feststellung erheben sich sofort zwei Fragen. Zunächst einmal die: Wo beginnen, wenn wir vom Vierwaldstättersee herkommen, oberstampische Schichtkomplexe unter dem Aquitan hervorzutreten?

Obwohl hierüber noch keine Detailuntersuchungen vorliegen, so darf etwa gelten, dass ungefähr bis zum Aegerisee die granitische Molasse noch die gesamte äussere Zone aufbaut. Insbesondere zeigt noch die Kohlerhöhe mit ihren granitischen Sandsteinen und bunten Nagelfluhen vom Hohronetypus durchaus aquitanes Gepräge. Dass ihre basalsten Horizonte vielleicht schon dem Chattien angehören, ist möglich. Östlich des Aegerisees hat sich der faziell-stratigraphische Wechsel bereits vollzogen. Einzig an der Grindelegg kennen wir noch zwei gegen N rasch auskeilende Bänke bunter Hohrone-Nagelfluh, die den ersten Vorstössen des Hohrone-Fächers entsprechen, wegen der sie begleitenden Kalksandsteinhorizonte (Steinbruch Grindelegg) wohl aber bereits ins oberste Chattien gestellt werden müssen. Die Hohrone-Schüttung hätte demnach also bereits im Oberstampien zaghaft eingesetzt.

Von prinzipieller Bedeutung ist auch ein zweiter Punkt: Aus dem Fehlen älterer als aquitaner Sedimente in der äussern Zone des

Vierwaldstättersees haben BAUMBERGER und BUXTORF geschlossen, dass das Aquitanien von seiner stampischen Unterlage abgeschürft und selbständig in sich gefaltet worden sei. Nachdem nun aber nach den gemachten Bemerkungen östlich des Aegerisees, in der Fortsetzung des Aquitanstreifens am Vierwaldstätter- und Zugersee infolge Intensivierung der dislozierenden Vorgänge auch geröllfreies Oberstampien die Oberfläche erreicht, so müssen wir doch weit eher annehmen, dass zum mindesten die hangendsten Komplexe des Chattien bereits bei Luzern in den Faltenbau der äussern Zone mit inbegriffen seien, ohne dort allerdings in den Antiklinalkernen zutage zu treten.

Wir haben uns schliesslich noch zu fragen, ob das Chattengebiet südlich der Überschiebung von St. Jost als eine einheitliche Zone aufzufassen sei oder nicht. Dass dem kaum so ist, ergibt sich schon aus der Überlegung, dass diese Zone aus einem auch am Vierwaldstättersee komplex gebauten Streifen (Birregg-Antiklinale, Krämerstein-Mulde und -Antiklinale) hervorgegangen ist. Obwohl die Gliederung dieses Chattenzuges wegen starker Bedeckung sehr erschwert und noch keineswegs geklärt ist, so steht doch schon soviel fest, dass es sich nicht um eine einheitliche Schuppe handelt. Südlich der Grindelegg-zone hat KLEIBER bereits Anzeichen einer saigeren Steilzone festgestellt. Auch die Verhältnisse am Hang NW Einsiedeln weisen nichts weniger als auf einheitlich S-fallende Serien hin. Ohne den kommenden Untersuchungen voreilen zu wollen, sei die Vermutung geäussert, dass wir es hier mit wenigstens zwei Teilschuppen zwischen Hohrone und Morgarten-Rotenturm zu tun haben: Einer nördlichen St. Jost-Grindelegg-Schuppe und einer südlichen, wegen der starken Mergelentwicklung wahrscheinlich etwas tieferen, Samstagern-Schuppe. Merkwürdig ist der Umstand, dass allem nach im Hangenden dieser Samstagern-Zone im Gegensatz zur Kohlerhöhe keine grantiatische Molasse mehr festzustellen ist. Sollte sie vor der Überschiebung der Rigizone durch Erosion abgetragen worden sein?

Wir dürfen die s. M. zwischen dem Zuger- und dem zukünftigen Sihlsee nicht verlassen, ohne noch mit ein paar Worten auf die Bedeutung und Ausdehnung der Hohrone-Nagelfluhschüttung zurückzukommen. Diese Nagelfluhzone, charakterisiert durch ihre äusserst bunten Konglomerate¹⁶⁾), gelangt zwischen Lorze und Alp-Sihl zur

¹⁶⁾ Eine Statistik als Mittel aus 6 Zählungen von KLEIBER (Lit. 88) ergibt folgendes Bild:

Rote Granite	23%	Quarzite	10%
Helle „	15%	Helle u. dunkle Kalke	22%
Grüne „	2%	Kieselkalke	7%
Übrige Eruptiva		Sandsteine (< 1%)	+
(Porphyre, Diorite)	2%	Hornsteine	2%
Gneise	16%		

Der mittlere Kristallingehalt beträgt somit 58%, die Hohrone-Nagelfluh ist als extrem bunte, dolomitfreie e-m-Quarzit-Kalk-Nagelfluh zu bezeichnen.

stärksten Entwicklung. Indessen handelt es sich hiebei keineswegs um eine Schüttung etwa von der Art der Rigi mit maximaler Ausbildung kompakter, mächtiger, geschlossener Konglomeratbänke in rythmischer Aufeinanderfolge. Der Hohronefächer muss vielmehr grösstenteils als eine intensive Einstreuung von Konglomeraten in eine Sandsteinfolge bezeichnet werden. In dieser Beziehung erweckt die Darstellung auf Blatt IX einen falschen Eindruck. Nur wenige Nagelfluhhorizonte bilden wirklich zusammenhängende Bänke grösserer Ausdehnung. So wie die Hohrone-Nagelfluhen heute in Erscheinung treten, müssen wir sie als randliche Teile eines grösseren, weiter südlich gelegenen, heute abgetragenen Schüttungszentrums oder aber — was wahrscheinlicher ist — als primär schwach entwickelte Nagelfluhvorstösse betrachten, was indessen eine relativ bedeutende räumliche Ausstrahlung nicht auszuschliessen braucht.

Vom Gottschalkenberg aus verfolgen wir die Nagelfluh-Horizonte der Hohrone, oft verdeckt, über das Lorzental und den Zugerberg an den Zugersee (S-Schenkel der 1. Antiklinale). In der Gegend von Eyola hat der Strassenbau einige recht gute Aufschlüsse geschaffen. Die Nagelfluh, hier z. T. in starken Bänken entwickelt, scheint im Mittel gröber als an der Hohrone zu sein; Maxima von 15 bis 20 cm Länge sind nicht selten. Da auch KLEIBER gegen das W-Ende der Hohrone eine schwache Vermehrung der Nagelfluhhorizonte konstatiert hat, dürfte die Hauptschüttungssachse des Hohronefächers nicht an der Hohrone selber — trotz ihrer morphologisch dominierenden Stellung —, sondern eher etwa im Bereich des Lorzetales gelegen haben. Über die Kiemen-Halbinsel ziehen die Hohrone-Konglomerate in zunehmender Auflockerung an den Vierwaldstättersee. Hier — z. B. an der Birregg-Halbinsel — wie übrigens am Zugerberg und auch an der Kohlerhöhe¹⁷⁾, sind ausserdem ihre südlicheren Wurzelteile noch vorhanden. „Bei Luzern gestattet der Schuttfächer der Aquitanzeit, den Übergang des alpenwärts liegenden, zentralen Teils in seine geröllfreie Randfacies, die im N normalerweise unter die marin burdigalen Sedimente des Mittellandes taucht, lückenlos zu verfolgen“ (BAUMBERGER, Lit. 55, Fasc. I, p. 63).

Vom Vierwaldstättersee an gegen SW treten im Aquitanien der äussern Zone noch da und dort bis ins Entlebuch hinein bunte Konglomeratlagen auf, die in ihrer Geröllführung durchaus den eigentlichen Hohrone-Nagelfluhen zu entsprechen scheinen¹⁸⁾. In wieweit wir in diesen südwestlichsten Vorkommen aquitaner Nagelfluhen die frontalen Teile selbständiger Konglomeratvorstösse zu erblicken haben,

¹⁷⁾ Von Naashof am Aegerisee erwähnt FREI (Lit. 49, p. 3) auch Kalknagelfluhen, die, falls sich ihre Existenz und Zugehörigkeit zum Hohronefächer bestätigt, besondere Aufmerksamkeit verdienen.

¹⁸⁾ Eine Zählung aus der Gegend von Escholzmatt ergab nach FRÖHLICHER (Lit. 52) einen Kristallingehalt bis zu 60%, worunter bis 25% rote Granite.

wird erst eine genaue Kartierung und geröllanalytische Untersuchung erweisen.

Im Hohronegebiet selber hat die bereits besprochene Überschiebung eine Nagelfluhserie (Antiklinal-S-Schenkel) direkt mit einem nagelfluhfreien Sandsteinmergelkomplex (aquitainer Antiklinal-N-Schenkel) zur Berührungs gebracht. (Faciessprung!). Immerhin erkennen wir in den lokalen Nagelfluhvorkommen des N-Schenkels bei Schindellegi und bei Lidwil am Zürichsee noch deutlich die nördlichsten Vorposten und Ausläufer der Hohroneschüttung. Bei Wurmspach u. a. O. greifen sie sogar nach E über den Zürichsee hinaus. Auch südlich der Hohrone, zwischen Aegeisee und Sihl, besteht infolge der Überschiebung von St. Jost kein normaler Facieszusammenhang. Das hier zu erwartende, infolge seiner alpennäheren Lage geröllreiche Aquitanien ist völlig abgetragen worden. Auf das an der Grindelegg liegende Nagelfluhvorkommen ist bereits hingewiesen worden.

3. Zwischen Sihl und Linth.

Wichtigste Literatur:

1825	B. STUDER	Lit. 146, p. 64—65
1853	" "	„ 147, „ 383
1860	F. J. KAUFMANN	„ 81, „ 87—93
1877	A. GUTZWILLER	„ 59
1899	E. LETSCH	„ 98, „ 210—212
1907	O. HERBORDT	„ 79
1911	L. ROLLIER	„ 132, Prof. pl. II
1914	R. FREI	„ 49
1918	ARN. HEIM	„ 72
1924	H. SCHARDT u. A.	„ 193
1927	E. BAUMBERGER	„ 8
1928	ARN. HEIM	„ 77, p. 74—76, Fig. 1
1934	R. RUTSCH-J. HÜRZELER	„ 137
1935	E. BAUMBERGER	„ 14
1935	A. OCHSNER	„ 121
1936	K. KLEIBER	„ 88

Geologische Karten:

- Geol. Karte 1:100.000, Bl. IX
- „ „ des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee 1:25.000 (1894)
- „ „ der Umgebung von Rapperswil 1:25.000 (1907)
- „ „ der Glarner Alpen 1:50.000 (1910)
- „ „ des Wäggitals und seiner Umgebung 1:25.000 (1924)
- „ Atlas der Schweiz 1:25.000 Nr. 7 (1934)

Zwischen der marinen Burdigalien-Molasse von Bäch-Wollerau im N und einer ungefähr von Siebnen gegen die Sturmhöhe nördlich Einsiedeln verlaufenden Überschiebungslinie im S erstreckt sich das Verbreitungsgebiet der aquitanen granitischen Molasse, diese ist im

Gegensatz zu den Verhältnissen westlich der Sihl konglomeratfrei. In dieser Zone sind von N nach S folgende tektonische Elemente zu unterscheiden:

a) Die Antiklinale Feusisberg-Lidwil: Eine symmetrisch gebaute, stark zusammengedrückte Molasseantiklinale von der gewohnten Form (nach unten geöffneter Fächer, keine Gewölbebiegung). Das Querprofil im Bahneinschnitt bei Lidwil, wo im Gegensatz zum Geologischen Führer (Lit. 55, Fasc. IV, p. 275) nur der, der geometrischen Antiklinalachse benachbarte steil S-fallende S-Schenkel entblösst ist, weist verschiedene Störungen auf und zeigt, dass auch bei dieser Antiklinale der Schichtzusammenhang im Kern weitgehend zerrissen ist, so dass man auch hier die geometrische Antiklinalachse zweckmäßig durch eine Aufschiebungslinie ersetzt.

b) Eine Synklinale, durch eine ausgeprägte synklinale Schichtstellung zwischen Lidwil und Altendorf schon von der Eisenbahn aus deutlich erkennbar. Der Unterwasserkanal des Etzelwerkes, bei Winkel in den Zürichsee mündend und bemerkenswerterweise bis fast an den See hin ganz in anstehende granitische Sandsteine und Mergel eingelassen, verläuft ganz wenig südlich der Synklinalachse in nur $20-10^{\circ}$ N-fallenden Schichten. Dieser Umstand spricht für die Existenz eines normalen ungebrochenen Muldenschlusses, wofür die oberflächlichen Beobachtungen keine Anhaltspunkte liefern.

c) Eine Antiklinale, deren geometrische Achse südlich des Etzels von der Sihl (Teufelsbrücke) gegen Lachen streicht. Wir nennen sie, obschon der Etzel selber dem N-fallenden Flügel angehört, zweckmäßig die Etzel-Antiklinale. Sie ist insofern etwas asymmetrisch gebaut, als im N-Schenkel (speziell am N-Hang des Etzels) eine auffallende Verflachung mit Fallwinkeln von nur $15-20^{\circ}$ auftritt, während im S-fallenden Teil im allgemeinen die Fallwinkel nicht unter $30-35^{\circ}$ sinken. Diese Situation scheint uns auf eine schwache Unterschiebung der Etzel-Antiklinale hinzuweisen.

Die antiklinale Kernzone und der gesamte S-Flügel dieser Antiklinale sind vom Druckstollen des Etzelwerkes durchfahren worden. Es existiert hierüber ein vom Zürcher Geol. Institut aufgenommenes geol. Detailprofil im Maßstab 1 : 100. Es gibt in einzigartiger Weise Aufschluss speziell über die tektonisch-mechanischen Zustände im Innern einer Molasseantiklinale. In stratigraphisch-lithologischer Hinsicht ergab sich eine monotone Wechsellagerung von granitischen Sandsteinen, Mergelsandsteinen und nicht unbedeutenden Komplexen graufleckiger, oft massiger Mergel von grobmuscheligem Bruch. Sehr grobkörnige Sandsteine, sowie seltene Nester bunter Nagelfluh oder auch bloss vereinzelte rote Granitgerölle weisen auf die Nähe der Hohroneschüttung hin, deren Ausklingen gegen den Etzel hin allerdings überraschend schnell erfolgt. Die gesamte im Stollen durchfahrene Serie darf aus faziell-lithologischen Gründen unbedenklich ins Aquitanien gestellt werden. Gesteinskomplexe

chattischen Charakters wurden auch im Antiklinalkern nicht ange troffen.

In kleintektonisch-mechanischer Beziehung war das Auftreten von Hunderten von Gleitflächen und -horizonten (Ruschelzonen) parallel zur Schichtung von höchstem Interesse. Diese zum Teil wasserführenden Gleitniveaux installierten sich naturgemäß überall dort, wo schon primär oft messerscharfe Mergel-Sandstein-Schichtkontakte als eigentliche Unstetigkeitsflächen bei geringster mechanischer Beanspruchung zu Gleitbahnen prädestiniert waren. Diese translativen Verschiebung einzelner Schichtblätter (Differentialgleitung) war nicht nur im Antiklinalkern, sondern auch im gesamten S-Flügel die normale Erscheinung, während Verstellungen quer zur Schichtung eine durchaus untergeordnete Rolle spielten. Von einer Gewölbe biegung in der zentralen Antiklinalzone war keine Spur zu finden.

d) Südlich an die Etzel-Antiklinale schliesst sich, immer noch innerhalb der granitischen Molasse, eine kleine Synklinale an, deren Muldenbiegung nach OCHSNER am Spreitenbach südlich Lachen sichtbar ist. Ihr dürften ähnliche, noch nicht ganz abgeklärte synklinale Schichtstauchungen entsprechen, die im Etzelstollen etwa auf der Höhe von Egg angetroffen wurden. Der saigere S-Flügel dieser Synklinale weist am Spreitenbach eine Breite von nur 250 m auf, gegenüber einem N-Schenkel von ca. 1500 m Breite. Unmittelbar südlich dieser kleinen, offenbar nur lokal entwickelten Spreitenbach-Mulde folgt schliesslich die Aufschiebung der stampischen Pfiffegg-Schuppe, die Spreitenbach-Aufschiebung.

Beim Versuch, die genannten tektonischen Einheiten mit solchen westlich der Sihl in Beziehung zu setzen, gelangten ROLLIER (Lit. 132, p. 72 und Fig. 7) und FREI (Lit. 49, p. 4) zur Annahme von Quer störungen (Querverschiebungen), allerdings gerade von entgegengesetztem Verstellungssinn. Dass eine solche Annahme nicht haltbar ist, zeigt schon der Verlauf der einigermassen genau feststellbaren Aquitanien-Burdigalien-Grenze zwischen Hütten und Freienbach. Vom Zugersee, wo das untere Burdigalien im überkippten, ca. 70° S-fallenden N-Schenkel der Würzenbach-Antiklinale bei Guggital-Zug schon lange bekannt ist, fehlen bis zur Sihl Aufschlüsse in der oberen Meeres molasse. Erst nördlich Finstersee quert die Sihl, wie KAUFMANN schon 1860 wusste, wieder steil gestelltes bis überkipptes, von Scherflächen durchsetztes Unterburdigalien. Die Aquitanien-Burdigalien-Grenze verläuft darnach von Oberwil S Zug über Gubel nach Hütten. Konstruieren wir unter Zugrundelegung des mittleren Streichens von N 80° E die östliche Fortsetzung dieser Grenzlinie, so gelangen wir zwangslös an den S-Rand der Bächer Plattensandsteinzone, wo die Oligo-Miozän-Grenze in dem (durch die auch anderweitig bekannte Vermergelung des obersten Aquitanien bedingten) Tälchen des Fulen- und Sarenbaches verläuft. Eine Querstörung ist somit schon aus diesen Gründen nicht aufrecht zu erhalten, zumal sich auch die tek-

tonischen Elemente östlich und westlich der Sihl durchaus entsprechen.

Die Hohroneüberschiebung biegt am E-Ende der Hohrone südlich Schindellegi stark gegen S zurück. Dieses zunächst rein topographisch bedingte Zurückbiegen wird noch verstärkt durch die Erscheinung, dass in diesem Sektor auch das Schichtstreichen im überschobenen S-Flügel in die W—E-Richtung einschwenkt, bei einem sonst allgemeinen Axenstreichen von ca. N 80° E. Unter solchen Umständen gelangen wir mit der gegen E sich steiler stellenden Hohrone-Überschiebungsfläche zwanglos in die Antikinalzone s. str. des Etzels bei der Teufelsbrücke, bzw. in deren S-fallende Partien hinein, wo sie sich allem Anschein nach in den aus dem Etzel-Stollen bekannten Gleithorizonten verliert oder besser gesagt aufsplittert. Der überschobene S-Schenkel der Hohrone-Antiklinale entspricht somit dem normalen S-Schenkel der Etzel-Antiklinale, mit dem einzigen Unterschied, dass die Nagelfluhbänke der Hohrone gegen E rasch auskeilen und geröllfreien Sandstein-Mergel-Serien Platz machen. Der N-Flügel der Etzelzone, die Feusisberg-Antiklinale und die dazwischen liegende Synklinale bilden gegen SW, mehr oder weniger isoklinal steil geschaart und schwer auseinander haltbar, — die Feusisberg-Antiklinale wird am Rossberg sogar unterschoben und täuscht eine normal N-fallende Serie vor —, jene komplex gebaute Antikinalzone s. str., die zwischen dem Sihl-Alp-Zusammenfluss und Schindellegi-Rossberg diskordant unter die Hohrone-Überschiebung hineinsticht. Die Hohrone-Antiklinale im weitesten Sinne ist daher sehr komplexer Natur und entspricht einerseits östlich der Sihl der Etzel- + Feusisberg-Antiklinale + der sie trennenden Synklinale, gegen W geht sie andererseits in die anscheinend einfach gebaute Würzenbach-Antiklinale über. Wenn daher die Feusisberg-Antiklinale während ihres Verlaufes unter der Hohrone-Überschiebung nicht erlöscht und ausklingt, so ist die Möglichkeit einer eng geschaarten Gewölbedoppelung der Würzenbach-Antiklinale auch bei Zug und Luzern ins Auge zu fassen.

Angesichts des Hineinstreichens der Feusisberg-Antiklinale und der ihr südlich angeschlossenen Synklinale unter die Hohrone-Überschiebung im W und der dadurch entstehenden, oben bereits erwähnten Diskordanz bzw. Amputation, schliesslich auch im Hinblick auf das randliche Zurückbiegen des überschobenen Hohrone-S-Schenkels an dessen E-Ende, kann man sich nur schwer der Vorstellung entziehen, der ursprünglich normale Hohrone-Antikinal-S-Flügel sei zwischen Sihl und Lorze in eine durch alte Erosion bereits stark erniedrigte Lücke (Abtragung des N-Schenkels!) vorgeschoben worden, wobei der vom Abtrag verschonte N-Schenkel am Etzel selber diesen Vorschub seitlich abbremste und zurückhielt.

In der Spreitenbach-„Synklinale“ zwischen Siebnen und Egg und der ihr unmittelbar südlich sich anschliessenden Stampienauf-

schiebung erkennen wir unschwer das getreue Abbild der Verhältnisse von St. Jost. Die so randlich gelegene, asymmetrische Spreitenbach-Mulde entspricht aber — wie wir aus Analogie mit den östlich der Linth noch zu besprechenden klaren Verhältnissen anzunehmen gezwungen sind — nicht etwa der Birregg-Synklinale. Sie ist vielmehr als durchaus sekundäre Schleppung an der Basis der von OCHSNER erkannten Spreitenbach-Überschiebung aufzufassen, die ihrerseits vollständig mit der aus der Birregg-Synklinale hervorgegangenen, südlich Biberbrücke-Egg durchstreichenden St. Jost-Überschiebung in Parallele zu setzen ist.

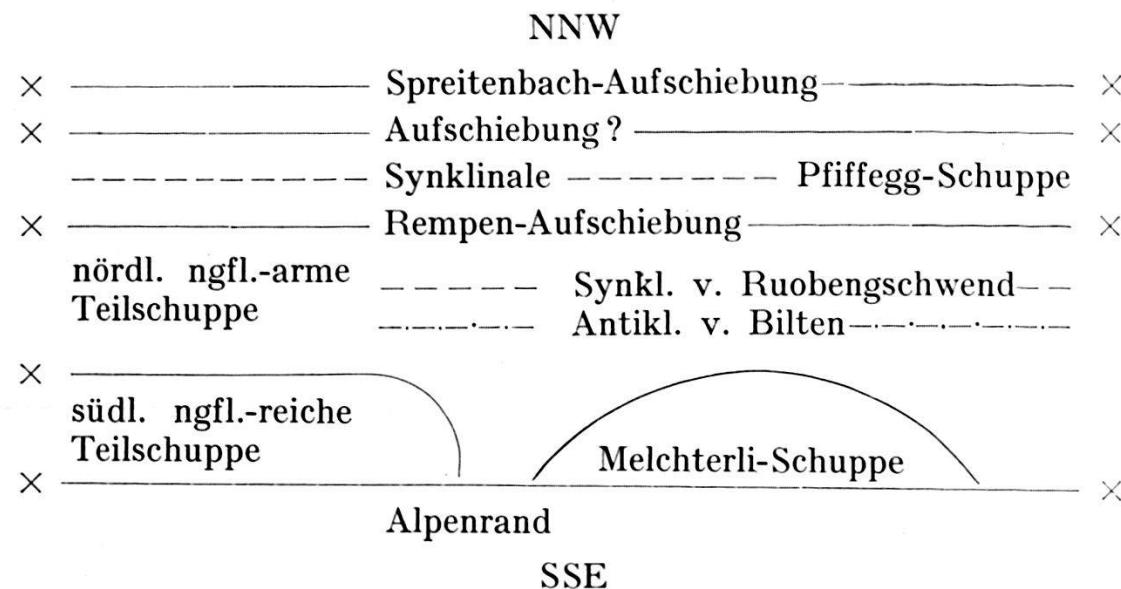
Das Gebiet südlich der Spreitenbach-Überschiebung bis zum Alpenrand (Pfiffegg-Wäggital-Hirzli-Region) hat kürzlich durch OCHSNER (Lit. 121) eine Neuuntersuchung erfahren. In seiner Gesamtheit den W-Teil des stampischen Speerschuttfächers repräsentierend, erweist es sich in tektonischer Hinsicht von (für Nagelfluhgebiete) sehr komplexem Bau, der uns noch nicht restlos abgeklärt scheint. Nach OCHSNER hat man folgende Elemente zu unterscheiden:

Als erste, nördlichste Stampienfolge ist auf das aquitane Vorland längs der Spreitenbachüberschiebung die Pfiffegg-Schuppe aufgeschoben. Sie erscheint im grossen ganzen als eine über 2000 m mächtige S-fallende Serie von Chattien-Mergeln und -Sandsteinen (namentlich unten) und Kalknagelfluhen (im Hangenden), die am S-Rande synkinal aufgestülpt ist (Breite dieses steil gestellten Synkinal-S-Flügels ganze 150 m!). OCHSNER hat diese Pfiffegg-Schuppe als eine allerdings sehr asymmetrische Synklinale mit stark reduziertem S-Flügel aufgefasst. Auf Grund unserer Interpretation der Spreitenbach-Überschiebung müssen wir aber die basalen Teile der S-fallenden Pfiffegg-Serie noch als S-Flügel jener Synklinale betrachten, aus der die Spreitenbach-St. Jost-Überschiebung hervorgegangen ist. Damit aber erscheint der mächtige N-Flügel der Pfiffegg-Synklinale zwangsläufig als gedoppelt, d. h. von Antiklinalstruktur. Dass die „Antiklinalachse“ wiederum als Überschiebungslinie zu deuten sein wird, ist angesichts des Überliegens und des anscheinend isokinalen Schichtfallens ohne weiteres anzunehmen. Mit dieser Deutung der Verhältnisse wird nicht nur die gewaltige Mächtigkeitsdifferenz der Pfiffegg-Synkinalflügel auf ein vernünftiges Mass zurückgeführt, sondern damit steht auch das Strukturbild östlich der Linth (Antiklinalzone A₂) in Einklang. Ebenso passen die am Schlusse dieses Kapitels zu erörternden Erscheinungen auch nicht schlecht in den Rahmen dieser Vorstellung.

Südlich der Pfiffeggzone folgt die Rempen-Aufschiebung (Rempen an der Wäggitaler Strasse), an die sich bis zum Alpenrand, eine weitere, komplex gebaute, in ihrer Struktur noch keineswegs restlos geklärte Stampienzone anschliesst. An der Wäggitaler Aa und westlich davon werden zwei Teilschuppen ausgeschieden, die sich nach Facies und allgemeiner Streichrichtung unterscheiden lassen:

sollen. Die südliche, nagelfluhreiche Teilschuppe biegt östlich der Aa im Streichen nach SSE um, ihre Nagelfluhbänke laufen am Spitzberg senkrecht auf den Alpenrand zu (siehe p. 172). Die nördliche, nagelfluhärme Teilschuppe verbreitert sich gegen NE rasch, in ihrem Bereich entstehen neue tektonische Gebilde, und zwar: Im N die Synklinale von Ruobengschwend, im S die Antiklinale von Biltten = dritte Molasseantiklinale von GUTZWILLER mit unterstampischen Biltener (= Horwer) Schichten im Kern.

Im Gelbberg-Melchterli-Gebiet, knapp am Alpenrand, kommt es nochmals zur Ausbildung einer merkwürdig bogenförmigen Teilschuppe, die, wie auch die Spitzbergzone, als lokal verstelltes Teilstück des Biltener Antiklinal-S-Schenkels zu deuten ist (siehe p. 172). Zusammengefasst lassen sich die komplexen tektonischen Verhältnisse im Stampiengebiet zwischen Spreitenbach-Überschiebung und Alpenrand durch folgendes tektonisches Schema darstellen:



Während sich nach den Ausführungen dieses Kapitels die tektonischen Elemente innerhalb des Aquitanien mit solchen westlich der Sihl in Beziehung bringen lassen, und insbesondere die Überschiebung des Spreitenbachs in jene von St. Jost fortzusetzen ist, ist dies für die südlicheren, stampischen Einheiten bis jetzt nicht möglich. Einerseits, weil östlich der Sihl, beim Eintritt in die Peripherie des Wäggital-Speerfächers neue tektonische Gebilde entstehen, die dem Gebiet westlich der Sihl durchaus fehlen können, da jedem Schuttfächer bis zu einem gewissen Grade seine eigene Tektonik zukommt, andererseits aber auch deshalb, weil in dem fraglichen, gerade auch für die Frage nach dem E-Ende der Rigizone so wichtigen Anschlussgebiet nördlich und östlich Einsiedeln neuere Untersuchungen fehlen. Zukünftige Studien werden besonders auf eine allfällige direkte Fortsetzung der Rigizone gegen E zu achten haben. Schon GUTZWILLER

(Lit. 59, p. 12) erwähnt nördlich der Pfiffegg „einige Nagelfluhbänke mit roten Graniten und Porphyren“. Auch OCHSNER beschreibt innerhalb der S-fallenden Pfiffeggserie eine von W nach E abnehmende Zone „pseudogranitischer“ Sandsteine neben relativ „bunten“, rote Granite führenden, ihre Geröllgrösse gegen E reduzierende Nagelfluhhorizonte. Er sieht in diesen „bunten Bildungen“ wohl mit Recht östliche Ausläufer der Ur-Reuss (Rigizone!). Wenn dem so ist, so wäre auch in tektonischer Hinsicht die Möglichkeit eines direkten Zusammenhangs zwischen der Pfiffegg-Schuppe (im Sinne OCHSNERS) und der Rigizone in Betracht zu ziehen. Da aber die Rigi-Überschiebung selber nach unseren Ausführungen nicht in die Aufschiebungsfäche der Pfiffegg-Schuppe (im Sinne OCHSNERS), also in die Spreitenbach-Überschiebung, fortgesetzt werden kann, so würde man also auch auf diesem Wege zur Annahme einer (von uns oben aus andern Gründen bereits postulierten) weitern Schubfläche innerhalb der Pfiffeggserie gedrängt.

4. Zwischen Linth und Rhein.

Wichtigste Literatur:

1825	B. STUDER	Lit. 146, p. 155—157
1847	A. ESCHER V. D. LINTH	„ 45
1853	B. STUDER	„ 147 p. 364—365, 385—387, 429—432, 449—451
1854	J. C. DEICKE	„ 41
1859	„ „	„ 42
1860	F. J. KAUFMANN	„ 81, p. 93—106
1871	A. GUTZWILLER	„ 58
1877	„	„ 59
1881	„	„ 60
1881	J. FRÜH	„ 153
1883	A. GUTZWILLER	„ 61
1903/4	A. LUDWIG-C. FALKNER	„ 155
1910/17	ARN. HEIM	„ 71, Teil I, p. 23—35, Teil II, p. 634—639
1922	A. LUDWIG	„ 103
1923	J. CADISCH	„ 34
1923	ARN. HEIM	„ 74 und 75
1925	A. LUDWIG	„ 104
1925	E. BAUMBERGER	„ 7
1926	E. KESSELI	„ 86
1926	A. LUDWIG	„ 105, 106 und 107
1930	„ „	„ 108 und 109
1930	E. BAUMBERGER	„ 10
1930	J. CADISCH	„ 37
1931	A. LUDWIG	„ 110
1932	„ „	„ 111
1934	„ „	„ 112
1934	H. EUGSTER	„ 48
1935	H. FRÖHLICHER	„ 53
1935	A. OCHSNER	„ 121
1936	H. RENZ	„ 124

Geologische Karten:

- Geol. Atlas 1:100.000, Bl. IX und IV
- Geol. Karte von St. Gallen und Umgebung 1:25.000 (1904)
- Geol. Atlas der Schweiz 1:25.000 Nr. 4 (1930)
- Geol. Karte der Gebirge am Walensee 1:25.000 (1907)
- Geol. Karte vom W-Ende der Säntisgruppe 1:25 000 (1905)
- „ „ des Säntisgebirges 1:25.000 (1905)

Den zwei von KAUFMANN 1860 in der St. Gallisch-Appenzellischen Molasse im Hinblick auf die Verhältnisse am Vierwaldstättersee erkannten Grossantikinalen fügte GUTZWILLER in den Beiträgen zur Geol. Karte der Schweiz eine weitere, nach N überliegende Antiklinale A₃ südlich des Kronbergs hinzu. Bereits ALB. HEIM deutete (Lit. 66) diese südliche A₃ in eine Schuppe um, eine Deutung, die durch die Entdeckung der Horwerschichten am Säntis-N-Rand durch LUDWIG 1926 bestätigt wurde. Im gleichen Jahre versuchte KESSELI, in Anlehnung an die durch BAUMBERGER entdeckte Rigischuppe und unter Hinweis auf R. STAUBS Ostalpenprofil in der „Geologie der Schweiz“ (Bd. II, Taf. XXXV), unter der Annahme völlig ausgewalzter und ausgequetschter Mittelschenkel, die Synklinale S₁ zwischen den Antikinalen A₁ und A₂ in eine Überschiebung umzudeuten, während LUDWIG stets für eine normale S₁-Synklinale eintrat. Auch M. RICHTER (Lit. 126) versuchte 1926, ausgehend von der Allgäuer Molasse, eine tektonische Deutung der ostschiizerischen s. M. BAUMBERGER äusserte sich 1930 auf Grund der von ihm bestimmten LUDWIG'schen Molluskenfunde über die Stratigraphie des in Frage stehenden Gebietes und erblickte im Gäbris in Analogie zur Rigizone eine stampische Schuppe. Schon 1881 hatte sich FRÜH in seiner Preisarbeit speziell der ostschiizerischen Nagelfluhen angenommen. Seine klassische, noch heute wertvolle Arbeit, wird sich durch zukünftige nagelfluhanalytische Untersuchungen namentlich auch geröllstatistischer Art noch weitgehend vertiefen lassen. Wir erwarten von derartigen Studien gerade für die St. Gallisch-Appenzellische s. M. noch manche Klärung verschiedener, speziell stratigraphischer Problemstellungen. Trotz reichlicher Vorarbeiten, nicht zuletzt durch A. LUDWIG, birgt die s. M. zwischen Linth und Rhein noch heute manches Problem, dessen Lösung weiteren Detailstudien vorbehalten bleiben muss. Zu zukünftigen Untersuchungen anzuregen, ist der Hauptzweck unseres Versuches, ein zusammenhängendes Bild für die s. M. zwischen Linth und Rhein zu entwerfen.

Die grossen Nagelfluhzentren haben in ihrer primären Verteilung und Ausdehnung auch die Struktur der ostschiizerischen Molasse weitgehend beeinflusst. Sei es, dass sie als bremsende und stauende Widerlager wirkten (Hörnlifächer), sei es, dass sie als eine Art „Zwischengebirge“ die Strukturlinien um sich herum lenkten (Gäbriszone), oder sei es, dass sie, namentlich in den südlicheren, dem alpinen Vorstoss besonders ausgesetzten Partien die Auslösung eines Schuppen-

baues begünstigten (Speerzone). Eine kurze Betrachtung der ost-schweizerischen Nagelfluhzentren möge daher vorausgehen.

Im N, teils der flachen mittelländischen Molasse angehörend, teils bereits disloziert, spielt die grossartige miozäne Hörnli-Toggenburg-Nagelfluh-Schüttung als Produkt eines der tiefeingemuldeten Septimerdepression entspringenden Ur-Rheins (R. STAUB) die Rolle eines gewaltigen Bremsklotzes beim Zusammenschub der subalpinen Zone. Zwischen Zürichsee und Bodensee steigen ihre basalen Schichtkomplexe auf breitesten Front gegen S an, um sich schliesslich über ihrer aquitanen Unterlage in die Luft auszuheben. Aus dem Fehlen irgendwelcher miozäner Wurzelteile am Alpenrand hat R. STAUB (Lit. 141, p. 44, 45) geschlossen, dass der Transportweg der miozänen Schotter einst über der helvetischen Randzone gelegen habe. Wir können uns dieser Deutung allerdings nicht ohne weiteres anschliessen (siehe p. 202). Die Hörnli-Schüttung, zaghafte einsetzend im obersten Aquitanien, mächtig vorstossend mit dem Einsatz der Burdigalien-Meerestransgression, dauerte an bis hoch hinauf ins Tortonien-Sarmatien und verfrachtete ihre Nagelfluhnen bis hinaus an den Schienerberg. Die berühmte Abtwiler oder Degersheimer Kalknagelfluh (Appenzeller Granit, nach CADISCH meist eine Kalk-Dolomit-Brekzie) bildet inmitten der bunten Konglomerate¹⁹⁾ einen merkwürdigen, äusserst wichtigen Leithorizont von St. Gallen bis Feldbach am Zürichsee. Ihre räumliche Ausdehnung legt nicht nur für die enormen Schüttungsvorgänge (grosse Wasserausbrüche!) beredtes Zeugnis ab, sondern spricht auch für ein sehr einheitliches, lokalisiertes Schüttungszentrum.

Die marine, kürzlich durch neue Fossilfunde (Lit. 137) belegte Molassezone von Bäch und Jona im SW und die berühmte Meermolasse von Rorschach-St. Gallen im NE werden im zentralen Bereich des Hörnlifächers, etwa zwischen Goldingen und Herisau, durch limno-terrestrische Äquivalente abgelöst. Am E-Rand ist dieser horizontale Facieswechsel besonders klar erkennbar, ebenso kommt dort zwischen St. Gallen und Rorschach der primäre Deltaabfall deutlich zum Ausdruck. Die Grenze Aquitanien/Burdigalien ist nach den neuesten Untersuchungen bis fast in die tiefsten Nagelfluhhorizonte des Hörnlifächers hinab zu verlegen, während gleichzeitig die Helvetien/Tortonien-Grenze höher hinaufrückt (Lit. 124)²⁰⁾.

¹⁹⁾ Geröllzählungen aus dem Bereich der Hörnli-Nagelfluhnen findet man in Lit. 47 und 124.

²⁰⁾ Von J. NEHER (Geol. Inst. Zürich; pers. Mitt.) ist 1931 im Mühlebach-tobel bei Neuhaus (St. Gallen-Kappel) zwischen den tiefsten Nagelfluhbänken des Hörnlifächers Fasergips gefunden worden, über dem Mergel und Sandsteine mit Pflanzen und Süßwassermollusken folgen. Damit ist also eine brackische Fazies des untersten Burdigalien 15 km nordöstlich der letzten marinen Burdigalien-komplexe bei Freienbach-Bäch noch nachweisbar. Die Grenze Burdigalien/Aquitanien fällt bei Neuhaus offenbar direkt mit dem Einsatz der Hörnli-Nagelfluhnen zusammen, was beispielsweise bei St. Gallen nicht der Fall ist.

Die Nagelfluhen des Gábris und der Hundwiler Höhe entsprechen der 3. GUTZWILLER'schen Nagelfluhzone und bilden zwischen Necker und Rhein einen relativ schmalen Streifen. Die grösste Mächtigkeit erreicht diese Zone etwa zwischen Sitter und Rotbach mit über 1200 m. Das primäre Auskeilen der Gábris-Nagelfluhen im Neckergebiet (man beachtet deutlich einen seitlichen Übergang der Nagelfluhen in granitische Sandsteine) ist von LUDWIG (Lit. 105, p. 92) gegenüber den Anschauungen KESSELI's (Lit. 86, p. 154—155) speziell verteidigt worden. Im E endigt die Gábriszone unvermittelt am Rheintalrand, ohne dass hier schon Anzeichen eines baldigen seitlichen Auskeilens erkennbar wären. Die stratigraphische Stellung der Gábriszone ist von jeher stark umstritten gewesen. Sie schwankte, je nach Autor, zwischen Vindobonien-Burdigalien, Aquitanien und Stampien. Heute, nachdem wir die über den abgetragenen Scheitel der nördlichen Molasseantiklinale hinübergreifenden nördlichsten Nagelfluhkeile der Gábriszone im N-fallenden Aquitanien von Bernbeck kennen, eine Tatsache, die uns wichtiger erscheint, als ein paar fossile „Leit“-Schnecken, darf das von LUDWIG stets vertretene aquitane Alter der Gábriszone als gesichert gelten (siehe Lit. 124). Damit stehen uns nun für die Ableitung der aquitanen granitischen Molasse zwischen Rhein und Aare wenigstens 2 Schüttungszentren zur Verfügung: der Hohronefächer im W und die (vermutlich mit der bunten Kronberg-Nagelfluh zusammenhängende) Gábrisschüttung, deren Geröllführung²¹⁾ sich allerdings von derjenigen der Hohronezone grundlegend unterscheidet. Vergleicht man, rein quantitativ und im Hinblick auf die unverhältnismässig grösseren stampischen oder miozänen Nagelfluhfächer, die beschränkte Ausdehnung aquitaner Konglomerate mit der bedeutenden regionalen Ausdehnung der aquitanen, im E gegen 2 km mächtigen granitischen Molasse, so wird man dazu geführt, das Aquitanien als eine Zeit nicht sehr intensiver,

²¹⁾ Mittlere Zusammensetzung der Gábris-Nagelfluh (als Mittel von 9 Zählungen eines Auszählprofiles):

Rote und grüne Granite	2%	Sandsteine, Kalkschiefer u. ä.	16%
Übrige Eruptiva	2%	Dolomite	10%
Gneise und Gl.schiefer	10%	Hornsteine, Radiolarite	3%
Quarze + Quarzite	4%	Brekzien und Konglomerate	2%
Kieselkalke	35%	Buntsandstein-Verrucano	1%
Helle und dunkle Kalke	15%		

also:

bunte m-e-Dolomit-Kalk-Nagelfluh.

ARN. HEIM (Lit. 76, p. 41) sieht in der Häufigkeit roter Feldspäte in den granitischen Sandsteinen im Hinblick auf das relativ spärliche Auftreten roter Granite in der Gábris-Nagelfluh eine Unstimmigkeit und frägt sich sogar, ob diese rötlichen Feldspäte überhaupt aus den Alpen stammen. Es ist aber zu bedenken, dass gerade die roten Granite entgegen einer oft gehörten Meinung, kristalline Gerölle seien schlechthin sehr transportresistent, relativ früh ausgemerzt werden, sodass die häufigen roten Feldspäte der granitischen Sandsteine gerade durch den Mangel an roten Graniten in der Gábris-Nagelfluh erklärt werden können.

gesteigerter, dafür aber umso gleichmässigerer Schuttausfuhr aus dem alpinen Rückland und damit als eine Periode gemässigter orogener Tätigkeit zu betrachten (vgl. auch R. STAUB, Lit. 141).

Im Hangenden der aquitanen Gäbriszone findet sich, auf den Raum zwischen Altstätten und Gais beschränkt, ein höchst bemerkenswerter Kalknagelfluhkomplex, derjenige des Sommersberges. Die Gründe, die uns mit R. STAUB veranlassen, in seinen oft grobblockigen Konglomeraten limnoterrestrisches Untermiozän im S-Schenkel der Molasseantiklinale A₁ zu erblicken, findet man an anderer Stelle (Lit. 124) auseinandergesetzt.

Zu der heute in verschiedene tektonische Einheiten zerlegten Nagelfluhschüttung des Speer rechnen wir nicht nur die erste Nagelfluhzone GUTZWILLER's (Stockberg-Speer-Hirzli), sondern auch den zweiten Nagelfluhzug dieses Autors, soweit er als Kalknagelfluh entwickelt ist, d. h. die Zone Pfiffegg-Maseltrangen-Krummenau. Der Schwerpunkt dieser wohl zur Hauptsache oberstampischen Speerschüttung zwischen Schwägalp-Thur im E und der Sihl im W lag nach den Untersuchungen OCHSNER's zwischen Hirzli und Federispitz, wo über 60% des Profils von Nagelfluhen eingenommen werden. Gegen die Peripherie dieser Schüttung werden Geröllgrösse und Zahl der Nagelfluhbänke erwartungsgemäss kleiner, die tiefsten Geröllhorizonte keilen zuerst aus. Rhythmische Sedimentation ist von CADISCH hervorgehoben worden. Die E-Fortsetzung der zweiten Nagelfluhzone jenseits der Thur, d. h. die bunte Nagelfluh der Pfingstboden-Spicher-Kronberg-Region, ist unserer Meinung nach von der Speer-Nagelfluhschüttung abzutrennen. Das Abbrechen der Kronberg-Nagelfluhen an der Sitter ist nach den Untersuchungen ARN. HEIM's durch das Vorhandensein eines „alten“ Erosionsloches bedingt, sodass diese Zone primär noch sehr wohl bis an den Rhein gereicht haben mag. Diese Möglichkeit und die durch geröllqualitative Beobachtungen mehr und mehr sich bestätigende Vermutung, dass Gäbris- und Kronbergzone zu einem vermutlich gleichaltrigen aquitanen Nagelfluhbezirk zu vereinigen sind, führen dazu, die Kronberg-nagelfluhen einem selbständigen, östlich neben dem Speerzentrum vorstossenden, mit diesem sich aber überschneidenden Schüttungsbereich zuzuordnen, wobei der ganz allmähliche seitliche Übergang der Kronbergnagelfluhen in die Speernagelfluhen (westlich der Thur) unter Verarmung an kristallinen Komponenten (wahrscheinlich aber auch bei gleichzeitiger Veränderung des sedimentogenen Geröllbestandes) besonderer Erwähnung und speziellen Studiums wert ist.

Zwischen einer, der Grenze zwischen flacher und dislozierter Molasse entsprechenden Linie Arbon-Bütschwil-Wald (für den genaueren Verlauf s. GUTZWILLER Lit. 59, p. 43) und einer ungefähr mit der GUTZWILLER'schen Synklinalachse S₁ auf Blatt IX zusammenfallenden Linie Altstätten-Gais-Urnäsch-Kappel-Kaltbrunn liegt der Bereich der ostschweizerischen nördlichen Antiklinalzone A₁ im

weiteren Sinne. Wählen wir aus Zweckmässigkeitsgründen als N-Grenze dieser Zone nicht die äusserst schlecht definierbare „nördliche Grenzlinie der alpinen Hebung“, sondern den aquitano-burdigalen etwa an der Basis der Hörlinagelfluhen liegenden Grenzhorizont, so weist unsere so abgegrenzte Antiklinalzone im Gábris-Querschnitt eine Breite von über 7 km, im Rickenprofil aber eine solche von nur etwa 4 km auf. Diese Differenz zwischen E und W mag einerseits primär stratigraphisch bedingt sein, da die mächtige S-fallende Gábriszone gegen Necker und Thur hin seitlich völlig auskeilt, andererseits aber auch tektonisch, indem die stärkste Einschnürung — als Folge intensivsten Zusammenschubes — vor die etwa bei Ebnat mächtig nach N vorstossende Speer-Nagelfluhfront zu liegen kommt.

Der namentlich an den Profilen von Sitter und Urnäsch eindrückliche antiklinale Fächerbau der A₁ musste schon den ersten Beobachtern (EBEL, STUDER, ESCHER) in die Augen springen. Mit Bezug auf ihn sprach DEICKE noch 1859 von der „Abdachungslinie oder antikinalen Linie, welche den Hauptheerd der vulkanischen Thätigkeit bezeichnet“. Ein Querschnitt durch diese Antiklinalzone, etwa im Urnäsch-Sitter-Sektor, stellt sich von N nach S ungefähr so dar:

Unter der oberen Meeressmolasse von St. Gallen tritt, N-fallend wie diese, die geröllfreie granitische Molasse des Aquitanien (nördliche Aquitanzone nach LUDWIG) in einer Mächtigkeit von gegen 2000 m zutage. Ihr nördliches Schichtfallen nähert sich an ihrem S-Rande rasch der saigeren Stellung, worauf wir plötzlich in eine 150—400 m breite, aus gelblichen Mergeln und Kalksandstein bestehende Steilzone (Serie der Teufelsmauern) eintreten, die gegen S in eine S-fallende, kalksandsteinreiche Zone (Serie des Appenzeller Sandsteins) überleitet. Das normale Hangende dieses Komplexes bildet endlich die 1200 m mächtige aquitane Gábris-Nagelfluhzone (N-Serie der südlichen Aquitanienzone nach LUDWIG 1930). Die oberstampischen Appenzeller Sandsteine (oben) und die Teufelsmauern (unten) fassen wir mit LUDWIG als eine normal stratigraphische und nicht, den Verhältnissen eines einfachen Faltenkernes entsprechend gedoppelte Serie auf. Die oberstampische Schichtfolge bildet zusammen mit den Gábris-Nagelfluhen den S-Flügel der A₁. Dieser wurde längs einem die gesamte A₁ durchsetzenden Längsscheitelbruch gegenüber dem N-Flügel derart verstellt bzw. gehoben, dass heute im antikinalen Kern die granitische Molasse des N-Schenkels mit einer saigeren Schubfläche unmittelbar an den oberstampischen Basiskomplex des S-Flügels grenzt. Wir nennen diese saigere Schubfläche (bzw. -Zone) im Kern der A₁ die Teufelsmauern-Aufschiebung. Eine Vertiefung dieses tektonischen Bildes ist in der östlichen Antiklinalzone zwischen Trogen und Berneck möglich. Wir kommen auf die dortigen Verhältnisse an anderer Stelle (Lit. 124) zu sprechen und begnügen uns hier mit der Feststellung, dass die Teufelsmauern-Aufschiebung

zwischen Urnäsch und Sitter, in einem Kulminationsbereich vor der Hauptentwicklung der Gábris-Nagelfluh, ein Maximum erreicht, und gegen das Rheintal hin, parallel dem Absinken der Grossfaltenachse und parallel der Verschmälerung der antiklinalen Kernzone bzw. der Reduktion des Oberstampfen an der Gábrisbasis, an Intensität zunehmend verliert. Etwas Ähnliches lässt sich, wenn auch weniger deutlich, zunächst auch gegen den Necker hin feststellen, wo übrigens ein ordentlich gutes Profil durch die Antiklinalzone s. str. erschlossen ist.

Unmittelbar nördlich der Schwanzbrugg quert der Necker eine ca. 50 m breite Steilzone typischer Teufelsmauern. Die den gelblichen Mergeln eingelagerten, senkrechten Kalksandsteinbänke sind teilweise von horizontalen Scheerflächen durchsetzt, welche zu treppenartigen Detail-Verschiebungen Anlass geben. Diese Erscheinung deutet auf starke Kompression der Zone hin. Höchst bemerkenswert ist die Einschaltung zweier Bänke von granitischem Sandstein mitten in diesem Teufelsmauern komplex. Der Appenzeller Sandstein an der Basis der ausskeilenden Gábris-Nagelfluhen erscheint hier merkwürdigerweise stark reduziert, was wir uns nur so erklären können, dass ein Grossteil der Kalksandsteinzone in der Mergelfazies der sonst stratigraphisch tiefer liegenden Teufelsmauern entwickelt ist.

Vom Necker gegen SW scheint sich die Kernaufschiebung A₁ erneut zu reaktivieren. Denn wir gelangen, obwohl die Gábriszone jenseits des Neckers endgültig auskeilt²²⁾, in das vor der mächtig nach N vordringenden Front der Speernagelfluhen gelegene, dem S—N-Schub besonders ausgesetzte Gebiet Hemberg-Kappel-Ricken.

Im S der granitischen Molasse von Ricken und Bildhaus folgen am Regelstein wieder unvermittelt gelbliche Mergel und Kalksandsteine, die völlig den Appenzeller Sandstein-Teufelsmauern-Serien entsprechen, also ins Chattien zu stellen sind. Während die Höhen des Regelstein selber, sowie der N-Hang gegen den Rickenpass hinunter nur äusserst spärliche Aufschlüsse liefern, lassen sich die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse an den Flanken gegen Linth- und Thurtal weit besser überblicken. Auf der linken Thurseite beispielsweise findet man die granitische Molasse (alte Steinbrüche) von Wattwil bis Scheftenau als ca. 40—50° N-fallende Serie gut erschlossen. Etwa 700 m südlich Scheftenau, ungefähr auf der Höhe von Buchen bei Kappel stehen bereits steil S-fallende stampische Kalksandsteine und Mergel an. Die dazwischen liegende antiklinale Steilzone mit vielen Mergeln ist an den Bachläufen gegen Hüttenbühl hinauf aufgeschlossen. Das ganze Profil entspricht völlig demjenigen etwa an der Sitter. Schon BAUMBERGER trennte das S-fallende Chattien der Regelsteinzone von dem nördlich anschliessenden Aqui-

²²⁾ Wie weit die aus den Nagelfluhen seitlich hervorgehenden granitischen Sandsteine noch nach W reichen, muss erst noch näher untersucht werden.

tanien durch eine Überschiebung. Wir müssen ihm hiebei ohne weiteres folgen, doch fällt die Überschiebungsfläche keineswegs so flach nach S, wie dies BAUMBERGER in seinem Profil (Lit. 4) angibt. Auf der Toggenburger Seite steht sie nach unseren Beobachtungen noch saiger, dürfte aber gegen SW etwas flacher werden. Diese Regelstein-Aufschiebung, von Uetleburg-Gauen gegen Kappel, etwa 800 m nördlich des Regelsteingipfels vorbeistreichend, entspricht möglicherweise jener, granitische Molasse diskordant abscheerenden Schubfläche, die nach ARN. HEIM (Lit. 73, p. 3) im Rickentunnel bei 3979 m ab S-Portal durchfahren wurde. Die Regelstein-Aufschiebung ist als die südwestliche Fortsetzung unserer Teufelsmauern-Aufschiebung zu bewerten. Das ergibt sich aus den Querprofilen namentlich auf der Toggenburger Seite ohne weiteres. Das S-fallende Chattien des Regelsteins entspricht damit der Gäbrisbasis, es übernimmt, da ja die hangenden Gäbrisschichten am Necker ausgekeilt sind, allein den Aufbau des aufgeschobenen Antiklinal-S-Flügels. Da wir zwischen Necker und Linth, vor der Front der Speerschuppen, zum vornehmerein eine gewisse Achsenkulmination voraussetzen dürfen, mag das relativ rasche Verschwinden der Gäbriszone gegen SW zum Teil durch verstärkten Abtrag beschleunigt worden sein.

Die granitische Molasse, nördlich der Regelstein-Aufschiebung, auf der Toggenburger Seite eine einheitlich N-fallende, gegen S sich allmählich bis zur saigeren Lage aufrichtende Schichtfolge darstellend, weist westlich des Rickenpasses, gegen die Linthebene hinab, einen komplexeren Bau auf, was schon aus GUTZWILLER's Beschreibungen hervorgeht. An ihrem S-Rande entwickeln sich zunächst noch stark zusammengestaute und daher schwer unterscheidbare, gegen SW aber rasch breiter werdende selbständige tektonische Elemente: 1. eine Antiklinale, deren gewölbeartiger Scheitel nach GUTZWILLER am Sagenbach bei Haslen aufgeschlossen ist, und deren Achse durch den Schmerikon-Zipfel des Zürichsees (ertrunkenes Antiklinaltal) verläuft, und die sich mit der bereits genannten Feusisberger Antiklinale verbindet; 2. eine Synklinale, die am Buchberg (siehe BAUMBERGER Lit. 8) am klarsten entwickelt ist und sich in die früher erwähnte Altendorfer Synklinale jenseits der Linthebene fortsetzt. Dem Regelstein selber entspricht westlich des Linthdurchbruches der Etzel-Antiklinal-S-Schenkel, dessen Aquitanien gegen NE ähnlich verschwindet, wie die Gäbriszone gegen SW, sodass am Regelstein seine oberstampische, im Etzelgebiet selber noch nirgends die Oberfläche erreichende Basis den Antiklinal-S-Schenkel vertritt. Dieses Verschwinden des S-fallenden Aquitanien vom Etzel und vom Gäbris her gegen die Regelsteinregion hin mag teilweise primär begründet sein, denn wir stehen hier in jenem Sektor, der von den aquitanen Schüttungszentren des Gäbris und der Hohrone am weitesten entfernt lag und daher, gleichsam im Schüttungsschatten, mit relativ wenig Material beliefert wurde.

Zusammenfassend stellen wir fest, dass der Begriff der nördlichen Antiklinalzone A_1 zwischen Thur und Rhein auch heute noch beizubehalten ist, trotz der Erkenntnis der den Antiklinalkern durchreissenden, saigeren Scheitelbruchaufschiebung. Die Gäbriszone mit samt ihrem basalen Oberstampien ist keine Schuppe im gewöhnlichen Sinn, sondern einzig der ursprüngliche, gegenüber dem N-Schenkel verstellte und gehobene Antiklinal-S-Schenkel. Dank dieser in erster Linie vertikalen Hebung treten östlich der Linth somit schon im nördlichen Teil der „äusseren Zone“ oberstampische Serien zutage, im Gegensatz zu den Verhältnissen in der westlichen Fortsetzung jenseits der Linth (Etzel–Hohrone–Würzenbach-Antiklinale).

Am S-Rand der Gäbriszone verläuft, zwischen Necker und Rhein besonders deutlich erkennbar, die GUTZWILLER'sche Synklinallinie S_1 . Über ihren Verlauf orientiert Bl. IX. Die normale Synklinalverbindung zwischen A_1 und A_2 ist, nach KAUFMANN und GUTZWILLER, besonders von LUDWIG mit aller Entschiedenheit hervorgehoben worden. Einerseits im Hinblick auf lokale Muldenbildungen im Bömmelitobel (Lit. 105), andererseits mit Rücksicht darauf, dass die leicht kenntlichen Sommersbergnagelfluhen die synklinale Schichtstellung mitmachen sollten (Lit. 111). Das Vorhandensein schönster Muldenbiegungen ergaben auch unsere eigenen Studien am Sommersberg. Hingegen gelang gerade dort der überraschende Nachweis, dass nur die hangenden Sommersbergnagelfluhen an einer Synklinalbiegung beteiligt sind. Die tieferen Horizonte aber fallen gleichmässig nach S ein und setzen unvermittelt gegen die saigeren, bzw. steil N-fallenden bunten Nagelfluhen der Forstzone ab (Lit. 124). Damit erscheinen nun die Muldenbiegungen am Sommersberg und im Bömmelitobel nicht als für die tektonische Interpretation ausschlaggebend, sie sind vielmehr als oberflächliche, lokale Schleppungen und Aufstülpungen am Rand einer Überschiebung zu betrachten, längs der die zweite Antiklinalzone (inklusive Forstzone) auf die Gäbris- bzw. Sommersbergzone aufgeschoben ist. Eine Bestätigung dieser Interpretation bietet das Profil am Kaubach bei Appenzell, das wir unter Führung von F. SAXER (St. Gallen) besichtigen konnten. Man konstatiert dort, ober- und unterhalb der Kesselismühle, in den hangendsten gegen S stark verflachenden Nagelfluhhorizonten der Gäbriszone nicht nur eine, sondern zwei kleine, durch eine schwache antiklinale Aufwölbung (besonders schön direkt unter der Strassenbrücke bei Kesselimühle) getrennte Kleinmulden. Westlich Schopfhalden, ca. 200 m oberhalb der Mündung eines vom Gontenbad herkommenden Bächleins, wird am Kaubach der gestauchte S-Rand der Gäbriszone durch einen eindrücklichen, sehr steilen Überschiebungshorizont mit allen kleintektonischen Begleiterscheinungen abgeschnitten. Während darnach in der Gegend von Gonten und von Urnäsch die wenigen senkrechten Nagelfluhbänke (mit Ausnahme der 2–3 südlichsten), welche die sogen. S-Serie der südlichen Aqui-

tanienzone von LUDWIG (1930) repräsentieren, offensichtlich als die aufgestülpten höchsten Horizonte der Gábriszone (= N-Serie der südlichen Aquitanienzone nach LUDWIG 1930) betrachtet werden müssen, da die Aufschiebung der A₂ unmittelbar an ihrem S-Rand verläuft, gehört die Nagelfluhsteilzone des Forst bei Altstätten in ihrer Gesamtheit zum aufgeschobenen Komplex, d. h. an den N-Rand der A₂. Ihre stratigraphische Stellung (es kann sich nur um Oberchattien oder Unteraquitanien handeln) ist noch unentschieden (Lit. 124).

Mit dieser Umdeutung der „Synklinale S₁“ in eine Aufschiebung nähern wir uns wieder Gedankengängen, die bereits von BAUMBERGER 1924 (Lit. 4) und von KESSELI 1926 (Lit. 86) auf Grund von allerdings noch unbegründeten Analogieschlüssen geäussert wurden. Wir nennen den Aufschiebungshorizont, längs dem die oberstampische zweite Antiklinale auf die aquitane Gábriszone bzw. untermiozäne Sommersbergzone aufgeschoben ist, die Stoss-Aufschiebung, weil in jenem Gebiet zuerst die sekundäre Bedeutung der Muldenbiegungen erkannt werden konnte. Diese Aufschiebung (man vgl. hiezu auch das westl. Ostalpenprofil von R. STAUB in der „Geologie der Schweiz“ Bd. II, Taf. XXXV) ist also hervorgegangen aus einer A₁ und A₂ ursprünglich verbindenden, überkippten und in ihrer Achse gebrochenen Synklinale. Die heutigen Synkinalbiegungen sind aber nicht Reste dieser primären Mulde, sondern sekundäre Schleppungen am Überschiebungskontakt. Damit erklärt sich auch die Tatsache, dass derartige Muldenbiegungen am S-Rand der Gábriszone nur lokal auftreten.

Vom Necker, wo sie etwa in der Gegend von Lank²³⁾ durchstreicht, bis über die Thur hinaus, ist die Stoss-Aufschiebung noch nicht sicher lokalisiert. Das Ausklingen der Gábrisnagelfluhen und die starke, mehr oder weniger isoklinale Schichtstellung erzeugende Schubwirkung vor der Stirn der Speernagelfluhzone östlich Ebnat erschweren ihre Verfolgung. Jedenfalls kommt die Aufschiebungslinie in diesem Sektor sehr nahe an die Teufelsmauern-Aufschiebung der A₂ heran. Zwischen Regelstein und Breitenau zeichnet GUTZWILLER auf Bl. IX wiederum eine ausgezogene Synkinalachse. Sie wurde von BAUMBERGER schon 1924 in eine Überschiebungslinie umgedeutet, ebenso 1935 von OCHSNER, der ihren Verlauf von Kaltbrunn, dem Kaltbrunner Dorfbach entlang bis nach Ebnat erwähnt. Synklinale Schleppungen sind auch hier vorhanden. Diese Ebnater Aufschiebung ist die direkte Fortsetzung unserer Stoss-Aufschie-

²³⁾ Nach den Beobachtungen von HABICHT (pers. Mitt.) folgen am Necker südlich Schwanzbrugg auf die saigeren, annähernd W-E streichenden granitischen Sandsteine und Nagelfluhbänke der südlichsten Gábriszone plötzlich, etwa auf der Höhe von Buchen, ENE streichende, N-fallende Chattienmergel. Wir vermuten hier den Aufschiebungskontakt.

bung, mit dem Unterschied allerdings, dass zwischen Regelstein und Breitenau Chattien auf Chattien überschoben wird. Der Stoss-Ebnat-Aufschiebung zwischen Rhein und Linth müssen wir westlich der Linth in jeder Beziehung die Spreitenbach-St. Jost-Aufschiebung gleichsetzen. Diese Strukturlinie erlangt demnach bedeutende regionale Erstreckung.

Zwischen der Stoss-Aufschiebung und dem N-Rand der Kronberg-Schorhüttenberg-Nagelfluhzone betritt man ein ausgedehntes Mergel- und Kalksandsteingebiet, das nach seinem Fossilinhalt (vgl. z. B. BAUMBERGER Lit. 10, p. 558—559; LUDWIG Lit. 112, p. 881) und seiner faziellen Übereinstimmung mit dem Oberstampien der Gábrisbasis²⁴⁾ zum Chattien gehört. Es umfasst also in stratigraphischer Hinsicht die südliche Stampienzone LUDWIG's²⁵⁾ und entspricht in tektonischer Beziehung der Antiklinale A₂ GUTZWILLERS. Auch heute noch ist am Antiklinalcharakter dieser Zone unbedingt festzuhalten, wenn auch Gewölbebiegungen hier wie andernorts fehlen. Die antiklinale Schichtstellung, nicht überall gleich deutlich, ist vor allem im E (Hirschberg, Kaubach) und im W (Breitenau²⁶⁾ , dann aber auch am Necker südlich der Schwanzbrugg klar ausgeprägt. Die geometrische Antiklinalachse ist allerdings, entsprechend einer gewissen Überkippung, asymmetrisch gegen N verlagert. Sie verläuft im allgemeinen nördlicher als die rote Linie GUTZWILLERS auf Bl. IX, ausgenommen das Stück zwischen Sitter und Rhein. Dass die geologische Antiklinalachse aber sicher südlicher zu suchen ist und nicht mit der geometrischen zusammenfällt, hat LUDWIG (Lit. 111) für die Forstzone bereits dargelegt. Wie die mannigfachen kleintektonischen Erscheinungen im Kern der A₂ andeuten, ist diese Antiklinale offenbar in sich verstellt (allerdings nicht so stark wie die A₁), sodass wir die antiklinale Kernzone zwischen Necker und Rhein zweckmäßig durch eine Aufschiebungslinie symbolisieren. Die Kronberg-Nagelfluhen und ihre südwestliche Fortsetzung (in Kalknagelfluhfazies) bilden das normale Hangende des A₂ S-Schenkels. Südwestlich Ebnat sind diese Nagelfluhen, worauf CADISCH (Lit. 34) aufmerksam gemacht hat und wie auch aus der GUTZWILLERSchen Karte mit aller Deutlichkeit hervorgeht, in ihrem normalen ENE-Streichen stark gegen N abgelenkt und dringen infolgedessen im Raume von Wintersberg östlich der Thur auffallend stark nach N vor, um sodann wieder mit normalem Streichen weiterzuziehen. „An dieser Flexur (mit vorgeschobenem E-Flügel) scheint die 2. Anti-

²⁴⁾ Die dem Appenzeller Sandstein der Gábrisbasis entsprechenden Kalksandsteine an der Basis der 2. Nagelfluhzone werden Ebnater Sandsteine genannt.

²⁵⁾ Sie enthält, wie übrigens auch die nördliche, untergeordnet Bänke von granitischem Sandstein: z. B. am Necker südöstl. Mistelegg, nördl. Kronberg-Petersalp (Dürrenbach)-Hochalp.

²⁶⁾ Hier ist die Antiklinal-Struktur auf der W-Seite schon von weitem durch den Verlauf von Wald- und Gebüschtstreifen klarer erkennbar als am Berg selber.

klinale ostwärts axial unter die Kalknagelfluh einzutauchen, also die Nagelfluh über den Sandstein weggeschoben zu sein“ (CADISCH Lit. 34, p. 224). Man erkennt daraus, dass auch zwischen Necker und Linth die Antiklinalachse A₂ als Störungs- (Aufschiebungs-) Linie aufgefasst werden muss. Die von CADISCH erwähnten Verhältnisse östlich Ebnat rechtfertigen eine Spezialuntersuchung, hat man doch gerade in diesem Sektor offenbar mit einer auffallenden Schaarung tektonischer Linien zu rechnen.

Das gewaltige Areal der Speer-Nagelfluhen (im weiteren Sinne) zwischen Weesen-Maseltrangen-Ebnat und Schwägalp, eine anscheinend isoklinale Schichtfolge und auch faziell-stratigraphisch eine Einheit bildend, muss heute analog, wie wir das vom W-Rand der Speerschüttung, im Hirzli-Wäggital-Gebiet, bereits gesehen haben, in mehrere tektonische Einheiten zerlegt werden. Schon lange vermutet war eine Trennungslinie nördlich des Speers (3. Antiklinalachse GUTZWILLERS, Überschiebungslinie von ARN. HEIM Lit. 71, p. 634, von M. RICHTER Lit. 126, CADISCH und LUDWIG Lit. 37). Neuere Untersuchungen, vorab von OCHSNER (Lit. 121), haben eine solche in Form der Speer-Aufschiebung bestätigt.

Die Biltener Antiklinale mit ihren Horwerschichten als Kern ist nach OCHSNER von einem im Sattel zwischen Melchterli und Lachener-Stock beginnenden Scheitelbruch durchrisen, der bei Bilten in die Linthebene ausmündet. Eine NE-Fortsetzung dieser Störungslinie bei gleichzeitiger Intensivierung im zentralen Speer-gebiet war zum voraus zu gewärtigen. Östlich Schänis entdeckte nun OCHSNER am Rappenbach eine 200 m breite Steilzone, die unter die ca. 45° S-fallende Speernagelfluh anscheinend diskordant hineinsticht. Die Speernagelfluh im engeren Sinne erscheint damit auf die genannte Steilzone und damit auf das ihr nördlich vorgelagerte Nagelfluhgebiet aufgeschoben, „aus dem Scheitelbruch der Antiklinale westlich Bilten ist die Speeraufschreibung entstanden“ (Lit. 121, p. 657). Die Schubfläche verläuft vom Rappenbach (hier mit fraglichen, stark mitgenommenen Horwermergeln) über P. 1492 m (nördlich Kuhmettler) und nördlich des kleinen Speer durch das mittlere Jental gegen Nesslau und erreicht, an der Basis des Stockbergs (Luterntal) und südlich vor dem so merkwürdig nach S vorspringenden, der Kronbergzone angehörenden Sporn der Bernhalde durchstreichend, via Kräzerli-Schwägalp das Weissbachgebiet und schliesslich die Fähnernbasis am Ibach und Pöppelbach.

Hier im E, am Weissbach, hatte LUDWIG 1926 das brackische Unterstampfen entdeckt und mit Fossilien belegt. Damit ist für uns die Fortsetzung der Speer-Überschiebung südlich des Kronbergs gesichert, wenn auch der genaue Verlauf der Überschiebungsfläche bis heute noch nicht feststeht, ein Problem, das LUDWIG, dem verdienstvollen Erforscher der ostschweizerischen Molasse, schwere Zwiespalte verursachte.

LUDWIG verlegte die Ueberschiebung *a priori* an die Grenze zwischen der bunten Kronberg-Nagelfluh und der darüber folgenden, von ihr durch eine Mergelzone getrennten Kalknagelfluh. Während er 1926 (Lit. 106 und 107) unter dem Eindruck der Entdeckung der Horwerschichten und eines scheinbar tektonisch zerrissenen Riesenkonglomerates zuerst eine Überschiebung akzeptierte, negierte er eine solche noch im selben Jahr (Lit. 105), da die am Weissbach erschlossene, bunte Nagelfluh und Riesenkonglomerat trennende Mergelzone keine Anzeichen irgendwelcher tektonischer Beanspruchung aufweise. Damit ergab sich zwangsläufig eine normale Serie Kronbergzone-Horwerschichten, die bunte Kronberg-nagelfluh rückte damit ins unterste Rupélien. Da eine solche Auffassung mit dem weiteren Fortschritt der Forschung in andern Gebieten nicht mehr vereinbar schien, trat LUDWIG 1930 (Lit. 110) wieder für die Überschiebung ein, sah sich aber 1934 (Lit. 112, seine letzte Arbeit) im Hinblick auf eine gemeinsame, 1933 ausgeführte Exkursion neuerdings veranlasst, eine Überschiebung zwischen bunter Nagelfluh und Riesenkonglomerat und damit die Speer-Überschiebung überhaupt abzulehnen. So sah er sich vor die Alternative gestellt, „entweder dem Stampien eine fast unbegreifliche Mächtigkeit zuzuschreiben, oder aber die Horwerschichten (Eugsttobel-Kräzerli) und damit implicite auch Stockberg-Speer dem Miozän zuzuweisen“ (Lit. 112, p. 884).

Mehrfahe Exkursionen im Weissbach-Seckbachgebiet haben dem Verfasser klar gezeigt, dass eine Überschiebung zwischen der bunten Kronberg-Nagelfluh und dem sie direkt überlagernden, Kalknagelfluh führenden Serien in der Tat nicht existiert. Was speziell das basale, von LUDWIG erwähnte „Riesenkonglomerat“²⁷⁾ betrifft, so ist dasselbe keineswegs tektonisch in einzelne Fetzen zerrissen. Es besteht primär aus lokalen, grösseren und kleineren, unzusammenhängenden Geröllnestern, die (wie z. B. am Seckbach sehr schön sichtbar) rinnenartig in die erodierten Mergel eingelassen und von ihnen wieder überlagert sind und bald näher, bald höher über der bunten Kronberg-Nagelfluh liegen und sich keinem einheitlichen Niveau einordnen.

Über dem Riesenkonglomerat folgt am Seckbach eine normal-geröllige, geschlossene Kalknagelfluhbank, deren Komponenten mit dem sedimentogenen Geröllbestand der gewöhnlichen Kronberg-nagelfluh übereinzustimmen scheinen. Darüber folgen, immer noch normal stratigraphisch, rötlich-graue und gelblich-schwärzliche Mergel und graue, kohlenführende, meist grobkörnige Kalksandsteine mit vereinzelten Nagelfluhlagen. Diese ganze, über 50 m mächtige Serie, durch den Strassenbau auf der rechten Weissbachseite (unweit der Mündung des Sek-baches) prachtvoll erschlossen, muss nach unsern Beobachtungen als das normale

²⁷⁾ Dieses Riesenkonglomerat am Weissbach-Seckbach zeichnet sich aus durch seine grossen Gerölle: Maximum am Weissbach 83 cm, 40—50 cm häufig. Die grossen, oft nur schwach kantengerundeten Komponenten bestehen durchwegs aus einem teilweise glaukonitführenden, ziemlich grobkörnigen, graugelben Kalksandstein, der oft kleine Gerölle (darunter gelbe Flyschkalke) einschliesst, und der höchst wahrscheinlich selbst dem Flysch zuzurechnen ist (Gruppe der „Flysch-Sandkalke“ im weitesten Sinne). Unter den kleingerölligen Komponenten des Riesenkonglomerates wiegen gelbliche Flyschkalke neben Hornsteinen und seltenen grauen Kalken vor. Dasselbe Konglomerat tritt nach den Beobachtungen LUDWIGS auch im Kräzerligebiet wieder auf. Jüngst hat es HABICHT (pers. Mitt.) sogar im Gebiet des Luternbaches und bis über die Thur hinaus festgestellt.

Hangende der bunten Kronbergnagelfluh betrachtet werden. Ähnliche Serien, aber mit Kalknagelfluh vom Stockbergtypus, beim Leuenfall dürften wohl bereits eher zur normalen Basis der Horwerschichten im Eugsttobel gehören.

Die Lösung des Problems: Existenz oder Nichtexistenz einer Überschiebung südlich des Kronbergs kann heute nurmehr die sein, dass eine Überschiebung — die östliche Fortsetzung der Speer-Aufschiebung — zweifellos existiert, dass dieselbe aber nicht dort verläuft, wo sie LUDWIG suchen zu müssen glaubte, sondern ziemlich höher oben, vermutlich ca. 70 oder 80 m über dem Riesenkonglomerat im Seckbachgebiet. Eine Klärung dieser Frage erwarten wir von den im Gange befindlichen Untersuchungen HABICHTS (Zürich). Für uns ist es wichtig, vorderhand festzuhalten, dass das Riesenkonglomerat mit seinen Begleitserien (Mergel, Sandsteine, gewöhnliche Kalknagelfluh) ins normale Hangende der bunten Kronbergnagelfluh gehört²⁸⁾.

Es war LUDWIG leider nicht mehr vergönnt, von dem ihm und Lehrer M. RISSI (Nesslau) Mitte 1934 geglückten Nachweis der Horwerschichten an der Stockbergbasis selbst Mitteilung zu machen:

Im Steinbruch Dicken bei Nesslau ist das marine Stampien durch plattige, glimmer- und pflanzenhäckselreiche Kalksandsteine (Horwersandsteine) und graue, zum Teil pyritführende Mergel (Horwermergel) repräsentiert. Letztere enthalten eine ca. 10 cm dicke Cardienschicht. Diese harte kalkige Bank ist völlig erfüllt von Cardien (Lumachelle), während Cyrenen zurücktreten. Das Gestein (Belegmaterial im Heimatmuseum St. Gallen) stimmt mit den typischen Biltenerschichten in jeder Beziehung völlig überein. Es sei beigelegt, dass diese Fazies im Hag- und Rachentobel nicht existiert; in den dortigen grauen Sandmergeln dominieren die Cyrenen.

Weitere Fossilfundstellen sind: Thur unterhalb Dicken (Elektrizitätswerk; Fortsetzung der Cardienbank aus dem Steinbruch an der Strasse), Stockbergbasis am Bachlauf südlich Rietbad auf ca. 1100 m.

Kürzlich ist das aus lithologischen Gründen schon lange vermutete Rupélien an der Fähnernbasis durch Funde von Melettschuppen bestätigt worden (FRÖHLICHER Lit. 53). Und neuestens hat HABICHT an der Stockbergbasis durch reichliche Molluskenfunde die untere Meeresmolasse weiterhin belegt. Jedenfalls kann ein von der Thur bis an die Fähnern durchziehender Rupélienstreifen heute als gesichert gelten.

Das der Speerschuppe im N vorgelagerte Nagelfluhgebiet Kronberg-Hübschholz-Schorhüttenberg, d. h. also die 2. Nagelfluhzone GUTZWILLERS, ist seit langem als eine einheitlich S-fallende normale Serie im S-Schenkel der 2. Antiklinale aufgefasst worden. Auch

²⁸⁾ Die Verhältnisse in der hangenden Kronbergzone haben ein merkwürdig getreues Analogon im östlichen Gäbrisgebiet, wo über den bunten Gäbrisnagelfluhen, getrennt durch die Mergelzone des Brendenbachs, ebenfalls eine grossgeröllige Kalknagelfluh (Sommersberg) auftritt.

LUDWIG (Lit. 108, Profil III) hat diese Ansicht speziell für die Kronbergzone östlich der Thur stets vertreten. Für den Abschnitt westlich der Thur hat sich nach OCHSNER (Lit. 121) eine tektonische Zweiteilung als höchst wahrscheinlich erwiesen. Für das Studium der Verhältnisse ist der W-Rand der Linthebene besonders geeignet, repräsentiert doch hier die Höhendifferenz zwischen dem Thalboden (ca. 400 m) und den Regionen des Schorhüttenberges (über 1400 m) eine ganz bedeutende Aufschlussstiefe.

Bei Rütenen-Mühlegass stoßen von N her ca. 30° S-fallende Nagelfluhhorizonte gegen die bereits erwähnte Steilzone des Rappenbaches. In dieser deutlichen synkinalen Schichtstellung darf man mit OCHSNER das Äquivalent der Synklinale von Ruobenschwend erblicken. Östlich Rufi beginnt eine zweite, bis zum Nässibach südöstlich Maseltrangen reichende, mindestens 1 km breite Steilzone, die unter die ziemlich isokinalen Serien der höher am Hang gelegenen Profile hineinstreicht. Auch sie steht zu den ihr vorgelagerten S-fallenden Nagelfluhen östlich und nördlich Maseltrangen synkinal. Und da sich auch am oberen Buchberg eine Synklinale mit aller Deutlichkeit abzeichnet, stehen wir nicht an, auch bei Maseltrangen eine wirkliche Synklinale vorauszusetzen und diese mit derjenigen der Pfiffegg in Zusammenhang zu bringen. Wir gelangen damit im Profil am Talhang östlich Rufi-Maseltrangen zur Annahme zweier Synklinalen. Zwischen beiden muss entweder eine Antiklinale oder, was nach den Profilen westlich der Linth und nach den allgemeinen Erfahrungen viel wahrscheinlicher ist, ein Überschiebungshorizont vorhanden sein. Diese Überschiebung, nach ihrer allgemeinen Situation der Rempen-Aufschiebung des Wäggitals entsprechend, dürfte wenig südöstlich Rufi einsetzen und über den Schorhüttenberg nach Neu St. Johann ziehen. Ihre weitere Fortsetzung vermuten wir am linken Ufer des Luternbaches, wo sie schliesslich, unter die Stockberg-Überschiebung zurückbiegend, zu endigen scheint. Die Kalknagelfluhen zwischen Nesslau und Neu St. Johann (z. B. am linken Thuruf) fallen steil S oder stehen sogar saiger, grenzen die ihnen vorgelagerten, so auffallend flach ($10-15^{\circ}$ S) fallenden halbbunten Nagelfluhbänke von Krummenau im S scharf ab und gehören zweifellos zu dieser der Speer-Stockberg-Zone vorgelagerten tektonischen Einheit, die wir die Nesslau-Schuppe nennen wollen.

Zwischen Linth und Thur-Luternbach können also innerhalb der zweiten Nagelfluhzone 2 tektonische Einheiten unterschieden werden. Die gewaltige Nagelfluhserie²⁹⁾ der Kronbergzone östlich

²⁹⁾ die bunten, nach GUTZWILLER 30—40% Kristallin (?) führenden Kronbergnagelfluhen bilden am obersten Necker geschlossene, kompakte Bänke von 30, 50 und mehr m Mächtigkeit, und man geht kaum fehl, wenn man den Profilanteil der Konglomerate mit GUTZWILLER auf etwa 5/6 schätzt. Die imposanten Nagelfluhschluchtwände im Einzugsgebiet des Neckers gehören übrigens zum Eindrucksvollsten, das die s. M. zwischen Rhein und Aare in morphologischer Beziehung zu bieten vermag.

der Thur, die im Profil des Pfingstboden eine Mächtigkeit von mindestens 3 km erreicht, muss indessen auch heute noch als normal-stratigraphische Schichtfolge bestehen bleiben. Unsere Exkursionen im Necker-Kräzerli-Hochalp-Gebiet ergaben, in Bestätigung der Profile GUTZWILLERS und LUDWIGS, nicht den geringsten Anhaltspunkt für tektonische Komplikationen.

Nach den Fossilfunden von Rufi (STEHLIN Lit. 144) und vom Kronberg (LUDWIG Lit. 105, BAUMBERGER Lit. 10) wäre die gesamte Kronbergzone ins obere Stampien zu stellen, sodass wir im Pfingstbodenprofil, zusammen mit dem geröllfreien Chattien (Ebnater-Schichten) der normalen Kronbergbasis, zu einer oberstampischen Serie von über 4 km Mächtigkeit gelangten. Eine derartige Oberstampienfolge scheint nun selbst im Hinblick auf das Rigiprofil reichlich gross, und man wird sich schon aus diesem Grunde fragen müssen, ob die höhern (bunten) Kronbergnagelfluhen — wofür auch ihre Verwandtschaft mit der Gäbriszone spricht — nicht dem Aquitanien angehören. Selbst LUDWIG, der früher auf Grund eines (!!) Fundes von *Clausilia Escheri* MAYER für das oberstampische Alter auch der höchsten Kronbergnagelfluhen eingetreten ist, kommt in seinem Profil (Lit. 112, p. 883) wieder auf das aquitane Alter der Kronbergzone zurück.

Wir brechen damit unsere Reise vom Vierwaldstättersee an den Rhein ab und kehren wieder zu unserem Ausgangspunkt zurück, um auch das Gebiet zwischen dem Vierwaldstättersee und der Aare einer Überprüfung zu unterziehen.

5. Zwischen Vierwaldstättersee und Gross-Emme.

Wichtigste Literatur:

1825	B. STUDER	Lit. 146, p. 51—60, 128—130
1853	" "	" 147, p. 363, 378—381
1860	F. J. KAUFMANN	" 81
1872	" "	" 82, p. 199—239
1886	" "	" 83 (mit Atlas)
1903	E. KISSLING	" 87, p. 42
1911	L. ROLLIER	" 132
1913	R. SCHIDER	" 140
1921	H. MOLLET	" 113
1924	E. BAUMBERGER	" 4
1928	W. LIECHTI	" 99
1931	H. FRÖHLICHER	" 51
1933	" "	" 52
1935	A. BUXTORF	" 55, Fasc. X, p. 725, 740—741, Exk. 55
1935	H. HAUS	" 62
1936	A. BUXTORF	" 33
1936	H. HAUS	" 63

Geologische Karten:

- Geol. Karte 1:100.000 Bl. VIII und XIII
 „ „ des Schafmatt-Schimberg-Gebietes 1:25.000 (1921)
 „ „ der Schrattenfluh 1:25.000 (1913).

In einem Querschnitt, etwa zwischen dem Napf gipfel und Flühli im Waldemmetal, lassen sich folgende stratigraphisch-tektonische Einheiten unterscheiden:

- a) Das miozäne Vorland
- b) Die aquitane Antiklinalzone
- c) Die unter- bis mittelstampische Bäuchlen-Farnern-Schuppe
- d) Die unterstampische Hilfern-Schuppe.

a) Die miozäne Napfnagelfluh schüttung³⁰⁾, zwischen Malters und Steffisburg eine Frontbreite von über 50 km erlangend und neben dem Hörnlifächer das gewaltigste Nagelfluhzentrum der Schweiz, leitet von der flachen Molasse des Mittellandes über zur subalpinen. Bei der Dislokation der subalpinen Zone als stauendes Widerlager wirkend, wurden ihre Schichtglieder einzig am S-Rand von den faltenden Kräften noch ergriffen und aufgestülppt. So treten hier unter den eigentlichen (tortonischen) Napfschichten als N-fallende Komplexe Helvétien und Burdigalien zutage, mit ihrem Ausgehenden als deutliche Geländestufe den S-Rand des Miozäns bzw. die N-Begrenzung der Entlebucher Depressionszone markierend.

Die marine Fazies der oberen Meeresmolasse von Luzern wird gegen SW, gegen das zentrale Nagelfluhgebiet hin, erwartungsgemäss von limno-terrestrischen Äquivalenten abgelöst. Die Aussüssung ist indessen keine so vollständige und einheitliche, wie beispielsweise im Toggenburger Nagelfluhzentrum. Das marin-brackische Milieu hat sich sowohl im Helvétien wie auch im Burdigalien an einigen Stellen erhalten können, so bei Wiggen, im Ilfisgraben bei Langnau (siehe z. B. Lit. 99). Im Helvétien erreicht der Napffächer, wenigstens gegen NE hin, ein Schüttungsmaximum. Seine Geröllschübe gelangen bis in die Rotseeschichten bei Luzern. Das Burdigalien aber blieb hier (trotz limnischer kohleführender Einschaltungen) geröllfrei. Entsprechend der seitlichen Ausdehnung der Napfnagelfluhen per-

³⁰⁾ Mittlere Zusammensetzung der westlichen Napfnagelfluhen (als Mittel aus 26 Zählungen von LIECHTI Lit. 99):

Rote Granite	3%
Grüne Granite	3%
Übriges Kristallin	25%
Quarzite	33%
Gelbe Sandsteine	+
Übrige Sandsteine	(1%)
Kalke + Dolomite	9%
Verschiedenes	26% (Kalke >> Dolomite)
Also: Bunte e-m-Kalk-Quarzit-Nagelfluh	+

sistiert das marine Burdigalien von Luzern weiter gegen SW als das Helvétien. Die interessanten seitlichen Fazieswechsel sind von FRÖHLICHER (Lit. 52, Fig. 2, p. 13) in einem SW-NE-Längsprofil dargestellt worden. Gerade das Gegenteil von den Verhältnissen zwischen Luzern und Gross-Emme konstatiert man beispielsweise am E-Rand des Hörlifächers, wo das marine Helvétien weiter gegen W aushält als das Burdigalien. Damit wird wieder einmal der Satz bestätigt, dass jedem Schuttfächer sein individuelles, stratigraphisch-fazielles Gepräge zukommt. Nach den Untersuchungen von BAUMBERGER, MOLLET, LIECHTI und FRÖHLICHER bleibt die Mächtigkeit der oberen Meeresmolasse zwischen Luzern und Gross-Emme, d. h. zwischen Deltarand und Nagelfluhzentrum, ungefähr konstant, d. h. 1200—1400 m. Dies wiederum im Gegensatz zum E-Rand der Hörlischüttung, wo eine dem primären Deltaabfall entsprechende Schichtmächtigkeitsreduktion mit aller wünschenswerten Schärfe erkennbar ist (Lit. 124).

Die Dislokation, d. h. die Aufrichtung des Miozän-S-Randes zwischen Emme und Reuss, ist, wie speziell die Betrachtung der Aquitanien-Burdigalien Grenzfläche lehrt, keineswegs eine gleichmässige. Bei Schangnau so gut wie ungestört horizontal liegend, richtet sich dieser S-Rand gegen NE hin immer stärker auf: ca. 30° N bei Marbach, ca. 50° bei Escholzmatt, saiger bis leicht überkippt an der Blattegg und am Sonnenberg, steil N-fallend am Dietschenberg und bei Udligenwil. Zwischen Luzern und Entlebuch, vor dem östlichen Eckpfeiler des Napf-Nagelfluhgebietes, wo gleichzeitig ein leicht bogenförmiger Verlauf der Streichrichtungen zu konstatieren ist, erreicht die Aufstülpung somit ein Maximum. Kein Wunder, dass gerade in diesem Sektor sich noch besondere Dislokationen einstellen, die schon KAUFMANN bekannt waren (Lit. 82, p. 237—238; BAUMBERGER Lit. 4 und Profile zur Vierwaldstätterseekarte). Im Gebiet der Rotenfluh südlich Wertenstein macht sich eine flach antiklinale Aufwölbung geltend, die noch bis Spitzhof nördlich Littau deutlich erkennbar ist und dann rasch ausflacht. Das SE-Ende dieser Rotenfluh-Brachyantiklinale hat MOLLET bei Luegisland und Feldwald nordöstlich Entlebuch festgestellt. Letzte Andeutungen fand FRÖHLICHER (Lit. 52 p. 35,) sogar noch im Gebiet der Brandsegg und Schindelegg nordöstlich Escholzmatt. Die südlich an das Rotenfluhgewölbe anschliessende Flachmulde, von der Bramegg bis Fluk bei Littau verfolgbar, nennen wir nach dem Vorgange BAUMBERGERS (Lit. 4) die Bramegg-Synklinale.

Im streichenden Verlauf dieser „Vorlandfaltung“ von Malters gegen Entlebuch konstatiert man ein auffallendes Zurückbiegen gegen S, hinter die Front der höheren Tortonnagelfluhen nördlich Entlebuch, während doch normalerweise ein Ausweichen gegen N, vor die Stirn des Nagelfluheckpfeilers zu erwarten wäre. Wir können uns ein derartiges Verhalten am besten durch die Annahme erklären,

dass höhere, im Bramegggebiet schon vor der Faltung durch Erosion entfernte Tortonnagelfluhkomplexe im Raume Entlebuch-Wolhusen-Wertenstein die Rotenfluh-Antiklinale zum Einschwenken hinter ihre Front zwangen. Wir erblicken in dieser Erscheinung eine wertvolle Stütze für die erweiterte Anschabung BAUMBERGERS, wonach das Aquitanien der äussern Zone überhaupt erst nach dem Abtrag der miozänen Bedeckung gefaltet worden sei.

b) Lithologisch vor allem durch granitische Sandsteine und extrem bunte Nagelfluh-Einlagerungen charakterisiert, lässt sich das Aquitanien als relativ schmaler Streifen vom Vierwaldstättersee ununterbrochen gegen SW bis nach Marbach verfolgen. Obwohl tektonisch von antiklinaler Struktur, tritt diese granitische Molasse, im Entlebuch besonders auffallend ausgeprägt, zumeist als Depressionszone zwischen dem miozänen S-Rand im N und den stampischen Schuppen im S deutlich in Erscheinung.

Im Aquitanien vor der Rigifront haben wir drei durch Synkinalen getrennte Antikinalzüge unterschieden, von welchen aber der südlichste, die Krämerstein-Antiklinale, nur lokale Bedeutung besitzt und nach E und W rasch und diskordant unter die Horwertschichten der Rigizone einsticht. Würzenbach- und Birregg-Antiklinale aber ziehen nach den Arbeiten von MOLLET und FRÖHLICHER ununterbrochen weiter gegen SW und können in ihrem Verlauf bis nach Escholzmatt noch gut verfolgt werden. Die die beiden Antikinalzüge trennende, der Birregg-Synklinale am Vierwaldstättersee, am Renggbach u. a. O. entsprechende Mulde ist am Fischenbach³¹⁾ in selten schöner Weise wieder aufgeschlossen. Kein Wunder, dass KAUFMANN schon 1860 eine Abbildung dieser Lokalität gegeben hat. Beachtenswert ist die von MOLLET und FRÖHLICHER hervorgehobene zunehmende Verschmälerung und Einengung der Aquitanzone von NE nach SW: Breite bei Luzern noch ca. 4,5 km, bei Entlebuch und Escholzmatt nur noch ca 2—2,5 km. Die Ursache hiefür erblicken wir einerseits in einem verstärkten Zusammenschub dieser Zone, als Folge des von Luzern gegen die Gross-Emme hin zunehmenden Stauwiderstandes der Napfnagelfluhen, andererseits aber auch in einer primären Reduktion der aquitanen Schichtfolge (siehe p. 110). Den beiden Antikinalzügen des Entlebuchs fehlen, wie von MOLLET und FRÖHLICHER betont wird, entsprechend den Verhältnissen bei Luzern u. a. O., horizontale Gewölbebiegungen. Höchstens sind Andeutungen solcher vorhanden (Gretenbach, Spangfluh, Rämisbach südöstlich Wiggen). Senkrechte Kernschichten mit Längsverstellungen, Ausquetschungen, Torsionen u. dergl. sind auch hier normale Erscheinungen. Am S-Rand der Aquitanzone (z. B. an der Waldemme)

³¹⁾ Dieser Bachlauf bietet überhaupt ein sowohl tektonisch wie lithologisch gleich eindrückliches, auf bequemen Strässchen zugängliches Querprofil durch die ganze Aquitanzone dar.

existieren nach FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 35) höchst eigenartige Torsionen, die vorderhand auf den Einfluss der nahen Bäuchlen-Aufschiebung zurückgeführt werden müssen, wobei möglicherweise ein altes Relief mitgespielt haben mag.

Im Raume Escholzmatt–Wiggen–Marbach umfasst der Aquitanstreifen, soweit erkennbar, in erster Annäherung nur noch eine einfache antiklinale Schichtstellung. Sei es, dass die südliche Antiklinale des Birreggzuges mehr und mehr unter die Aufschiebung der inneren Zone gerät, sei es, dass sie zu einer mehr oder weniger isoklinal S-fallenden Serie zusammengestaut wurde und im S-Schenkel des nördlichen Hauptantiklinalzuges versteckt liegt. Eine Entscheidung ist an Hand der unzusammenhängenden Aufschlüsse nicht möglich. Wir sprechen hier also zweckmäßig nur von einer möglicherweise komplexen Hauptantiklinale, deren Fortsetzung gegen SW es nunmehr zu verfolgen gilt.

Für das seinerzeit von ROLLIER und ALB. HEIM, dann auch wieder von ARN. HEIM (Lit. 78) vertretene Postulat einer die ganze Schweiz vom Allgäu bis zum Léman durchziehenden Antiklinale bot gerade die Strecke Marbach–Aaretal von jeher ernsthafte Schwierigkeiten, die erst kürzlich dank den Studien von LIECHTI (zum Teil fassend auf Beobachtungen von BECK, GERBER und RUTSCH), sowie den neusten Untersuchungen von HAUS einigermassen abgeklärt werden konnten. Der aquitane N-Schenkel der Antiklinale Escholzmatt–Wiggen–Marbach taucht zwischen Wiggen und Marbach axial unter seine miozäne Sedimenthülle und verschwindet endgültig. Dementsprechend springen die miozänen Nagelfluhen zwischen Wiggen und Schangnau stark nach S vor, da ihr normales SW—NE-Streichen in ein N—S bis NNW—SSE-Streichen einschwenkt. Diese Erscheinung, übrigens schon auf Bl. XIII klar zum Ausdruck gelangend, prägt sich am deutlichsten in einer Isohypsen-Konstruktion der Grenzfläche Aquitanien/Burdigalien aus (LIECHTI Lit. 99, p. 40). Das streichende Abdrehen und das SW-Einsinken des miozänen Sedimentmantels bleiben auf die tieferen (Burdigalien-)Horizonte beschränkt und klingen gegen die höheren Serien (Helvétien, Tortonien) relativ rasch aus. Schon an der Emme liegt das Miozän wieder horizontal, das Axenfallen ist erloschen. Indessen soll nach LIECHTI hier noch eine äusserst flachwellige, ungefähr mit dem Emmelauf zwischen Rebloch und Sorbach zusammenfallende Quersynklinale sich geltend machen, die aber schon 3 km südlich Eggwil völlig ausgefacht ist.

Die nördliche Hälfte der aquitanen Hauptantiklinale wird somit infolge axialen Untertauchens unter das Miozän eliminiert. Was geschieht mit der südlichen Hälfte? Lässt sie sich, etwa als selbständiges tektonisches Element, weiter nach SW verfolgen? Die Aufschlüsse, etwa an der Basis des Lochsitenberges (Steiglenbachprofil), bei Schangnau (Kirchhügel, Emmelauf) oder am Hombach scheinen

zunächst eine solche Vermutung sowohl in tektonischer wie in lithologisch-fazieller Beziehung durchaus zu bestätigen. Nun sind aber von H. HAUS (Lit. 62) am Hombach oberstampische Säugetierfunde gemacht worden, gestützt auf welche aus der ganzen fraglichen Fortsetzung unserer Antiklinalzone eine zwischen dem Miozän-S-Rand (bzw. dem bei Schangnau einsetzenden Aquitanien) und der Bäuchlen-Schuppe eingeklemmte, mittel- bis oberstampische Schangnau-Schuppe gemacht wird. Dieselbe würde also offenbar die restliche Hälfte der aquitanen Antiklinalzone etwa von Marbach an gegen SW überfahren und zudecken. Sie scheint gegen NE etwa bis an die Hilfern zu reichen und hier, offenbar unter die Bäuchlen-Aufschiebung hineinstreichend, zu endigen. Sie existiert auf Blatt Escholzmatt (FRÖHLICHER) jedenfalls nicht mehr.

Die regional-tektonische Situation und die Fazies der Schangnau-Schuppe scheinen uns nun unbedingt auf eine ursächliche Beziehung zwischen diesem oberstampischen Element und dem S-Schenkel der aquitanen Antiklinalzone südlich Escholzmatt hinzuweisen. Diese erblicken wir darin, dass aus der S-Hälfte der Hauptantiklinale durch zunehmende Aufschiebung und Höherstauung gegen SW die (stampische) Schangnau-Schuppe hervorgeht. So ergäbe sich tektonisch ein verständliches Bild. Was indessen das oberstampische Alter der so entstandenen Schangnau-Schuppe anbelangt, so sei die vielleicht etwas „ketzerische“ Frage erlaubt, ob die Hombachfossilien wirklich auf primärer Lagerstätte liegen und ob am Alter der fraglichen Komplexe nicht zu rütteln ist. Andererseits sei zugegeben, dass z. B. kristallinarme Kalknagelfluhen sowie auffallende Knollenmergel die Schangnau-serien vom typischen Aquitanien doch etwas unterscheiden. Doch schliesst auch ein oberstampisches Alter der Schangnau-Schuppe unsere tektonische Interpretation nicht aus, da bei zunehmender Ueberschiebung und Hochstauung schliesslich auch oberstampische Serien zutage treten können. Dies umso mehr, als das Aquitanien im westlichen Entlebuch unserer Meinung nach sowieso primär von geringer Mächtigkeit war (siehe p. 110), und weiterhin die Möglichkeit besteht, dass — worauf gerade die alten Erosionserscheinungen bei Schangnau hindeuten können — im Raume Marbach-Schangnau nicht nur das Miozän, sondern teilweise auch das Aquitanien schon vor der Dislokation erosiv entfernt worden ist.

c—d) Die innere Zone der s. M. beginnt am Vierwaldstättersee dort, wo die unterstampischen Horwerschichten der Rigizone auf das gefaltete Aquitanien überschoben liegen. Diese Grenzlinie, als Ausstich einer Schubfläche ersten Ranges, lässt sich vom Vierwaldstättersee ohne Unterbruch bis über die Gross-Emme hinaus sehr genau festlegen. Wir verfolgen sie aus dem Gebiet der geologischen Vierwaldstätterseekarte am N-Fuss des Höchberges, des Schwarzflühli und der Kridegg-Spinegg vorbei ins Entlental (siehe Karte von MOLLET).

Wir finden sie wieder am N-Rand der Gstellfluh, der Farnern-Bäuchlen-Kette, des Lochsitenberges und im Gross-Emmetal südlich Schangnau. Überall bringt sie aquitane granitische Molasse und Mergel und Sandsteine des Rupélien in unmittelbaren Kontakt. Einzig von Marbach an gegen SW schaltet sich die teilweise noch problematische oberstampische Schangnau-Schuppe dazwischen. Die Neigung dieser durchwegs S-fallenden Rigi-Bäuchlen-Aufschiebungsfäche ist variabel: relativ flach, 30—40° ausnahmsweise 20°, am Vierwaldstättersee; steiler, d. h. 40—70°, streckenweise sogar 80—90°, zwischen dem Eigental und der Gross-Emme. Die Erscheinungen am Überschiebungskontakt, teilweise schon von KAUFMANN beobachtet, aber als Stauchungen im Kern einer Antiklinale betrachtet, sind speziell von MOLLET und FRÖHLICHER beschrieben worden als Fältelungen, Stauchungen, Zerreissungen, Clivage, Verknetungen zwischen Horwer- und Aquitanmergeln (ein Umstand, der eine exakte Fixierung der Aufschiebungsfäche oft illusorisch macht), Rutschharnische u. ä. m. Die von Kalzitadern durchsetzten Schiefermergel des Rupélien erlangen oft wildflyschartiges Aussehen (FRÖHLICHER). Im allgemeinen herrscht zwischen Aquitanien und Unterstampien mehr oder weniger Konkordanz (siehe Profile FRÖHLICHER's). Sie mag zum Teil sekundär entstanden sein. Diskordanzen werden besonders von MOLLET hervorgehoben. Doch sind sie nach unsren Beobachtungen — sofern man von ganz lokalen, kleintektonischen Details absieht — kaum von grösserer Bedeutung und jedenfalls nirgends derart ausgesprochen, wie am Überschiebungskontakt der Birregg-Halbinsel (siehe p. 181). Angaben über gut sichtbare Kontaktstellen findet man bei FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 37). Als weitere bemerkenswerte Lokalität fügen wir noch bei: Fischenbach bei Eggspüri (siehe Karte vom MOLLET), wo u. a. aus einer aquitanen Nagelfluhbank nahe am Kontakt eine regelrechte, aus zerquetschten Geröllen und granitischen Sandsteinbrocken bestehende Dislokationsbrekzie hervorgegangen ist.

Das Unterstampien der Bäuchlenbasis wird von FRÖHLICHER wie folgt gegliedert:

- | | | |
|---|---|---------------|
| 3. Sandstein an der Basis der Bäuchlennagelfluh | } | ca. 200—300 m |
| 2. Schiefermergel | | |
| 1. Schiefermergel mit Sandstein | | |

Weiter im E (Farnern-Kridegg) gelangt MOLLET zu einer ähnlichen Gliederung:

3. Sandstein an der Basis der Nagelfluh
2. Graue Schiefermergel
1. Plattensandsteine

Für das Vierwaldstätterseegebiet ist im allgemeinen folgende Zweiteilung gültig:

3. Horwer Sandsteine
2. Grisiger Mergel
1. fehlt

Man wird sich für das Entlebuch in der Tat fragen müssen, ob die Sandsteine 1 bereits zur normalen unterstampischen Serie gehören, oder ob sie nicht wenigstens zum Teil verschürfte, möglicherweise verkehrt liegende Komplexe repräsentieren. Dies umso mehr, als z. B. an der Spinegg und Vollenegg sowie bei Unter-Deupel das Rupélien mit einem Kalknagelfluhhorizont einsetzt, und bei Deupel und am Mühlbach zum Teil offensichtlich verschürfte Kalknagelfluhen über Horizont 1 auftreten.

Mit ihrem Schwerpunkt etwa zwischen Hilfern und Gross-Entlen transgrediert über die unterstampische Mergelsandsteinbasis eine mächtige Nagelfluhserie. Unten aus kristallinarmer Kalknagelfluh bestehend, gegen oben in bunte, bis 21% Kristallin führende Konglomerate übergehend, erreicht diese Bäuchlen-Nagelfluhzone³²⁾ ihre maximale Mächtigkeit an der Bäuchlen mit ca. 1300—1400 m. Sie bildet als ganzes eine einheitlich S-fallende Serie, die im S von der Hilfern-Aufschiebung abgeschnitten wird und repräsentiert nach Fossilinhalt (Landschneckenfauna des Chattien) und stratigraphischer Position (Hangendes des Rupélien) vorwiegend Mittel- bis Oberstampien. Eine scharfe Trennung zwischen Rupélien und Chattien ist hier wie andernorts vorderhand nicht durchführbar.

Gegen SW (Steingrat-Lochsitenberg) keilt die Bäuchlennagelfluh sehr rasch aus, bzw. geht seitlich in Sandstein-Mergel-Äquivalente über. Im Profil des Steiglenbaches findet man noch ganze 3 Nagelfluhbänke, welche den basalen Horizonten der Bäuchlennagelfluh entsprechen (Kalknagelfluh). Es sind somit, wie insbesonders auch die Verhältnisse im Hilfern-Einzugsgebiet eindrücklich dartun, die höhern (bunten) Bäuchlen-Nagelfluhen, die gegen SW zuerst verschwinden. Auf seiner Schrattenfluhkarte zieht SCHIDER die nagelfluhfreien Sandstein-Mergelkomplexe im Einzugsgebiet der Hilfern (Gebiet von Hexenschwand-Buchhütten) zur unterstampischen Hilfern-Schuppe. Schon FRÖHLICHER vermutet aber ihre Zugehörigkeit zur hangenden Bäuchlenzone, eine Ansicht, die wir durch eigene Begehung zu bestätigen in der Lage sind.

³²⁾ Mittlere Zusammensetzung der Bäuchlennagelfluh (als Mittel aus 6 Zählungen von FRÖHLICHER Lit. 52):

Rote und grüne Granite	3%
Übrige Granite	5%
Übriges Kristallin . . .	5% (inkl. Gneise)
Quarzite	5%
Kalke + Dolomite . . .	45% (K.>D., D.<10% ?)
Kieselkalke + Sandkalke	24%
Sandsteine	11%
Verschiedenes	2%
Also: Bunte e-m-Kalk-Nagelfluh.	

Der von der Hörnliegg zur Hilfern strömende Hexenschwantbach entblösst in ausgezeichneter Weise eine mächtige Folge von grauen Knollenmergeln³³⁾, feinkörnigen Kalk- und Mergelsandsteinen mit Einschaltungen von grobkörnigen, oft sehr quarzreichen Sandsteinen, sowie von 2—3 Kalknagelfluhhorizonten, deren mächtigster östlich Buchhütten auf der SCHIDER'schen Karte verzeichnet ist. Es ist uns unbegreiflich, wie diese Gesteinsserie mit Hilfern schichten verwechselt werden konnte. Einmal aus rein lithologischen Gründen, dann aber vor allem deshalb, weil wir am linken, gegen die (auf dem Siegfriedblatt eingezzeichneten) Mergelanrisse an der Hörnliegg hinaufziehenden Quellbach etwa auf K. 1400 m den Überschiebungskontakt zwischen diesen hangenden Bäuchlen-serien und den typischen Hilfengesteinen der Hilfern-Schuppe in selten prachtvoller Weise aufgeschlossen fanden. Der S-Rand der Bäuchlen-Schuppe, d. h. die Hilfern-Aufschiebung, verläuft somit nach unsern Beobachtungen vom Hellschwandbach zur Hilfern nördlich Hölzli und über die erwähnte Kontaktstelle und das Hörnli nach Ob.-Buchhüttli und von hier über Witenpferchen in den mittleren Kadhausgraben.

Gegen NE endigen die Bäuchlen-Farnern-Nagelfluhen an der Gstellfluh, d. h. sie heben gegen die Gross-Entlen hin über ihrer unterstampischen Unterlage (die in der Schlucht der Klein-Entlen direkt mit den lithologisch übereinstimmenden Hilfern schichten im S in Kontakt tritt) in die Luft hinaus. Ob dieses NE-Ende ein reiner Erosionsrand ist, oder ob wie im SW ein wirkliches Auskeilen der Nagelfluh vorliegt, wagen wir vorderhand nicht zu entscheiden, obschon KAUFMANN von der Farnern zur Entlen eine Geröllgrößenabnahme beobachtet haben will.

Bevor wir uns der NE-Fortsetzung der Bäuchlen-Farnern-Schuppe jenseits des Entlendurchbruches zuwenden, seien noch rasch die Verhältnisse im Bereich der Hilfern-Schuppe zwischen Bumbach und Entlen gestreift. Die rückwärtigen, wurzelnäheren Teile des Bäuchlen-Nagelfluhfächers sind durch die Hilfern-Aufschiebung amputiert worden. Längs dieser Schubfläche gelangen mit dem vorgelagerten Oberstampien mächtige Mergel-Sandstein-Komplexe in Kontakt, deren unterstampisches Alter namentlich durch Fischfunde gesichert ist (FRÖHLICHER Lit. 51 und 52). Im Profil der Waldemme erreicht diese Hilfern-Schuppe eine Mächtigkeit von gegen 1500 m, doch sind nach FRÖHLICHER die Schiefermergelkomplexe über dem

³³⁾ Diese Knollenmergel, graue Mergel mit weisslich anwitternden, z. T. einen gewissen konzentrischen Aufbau (Kalzitringle) aufweisenden grau-braunen Kalkkonkretionen („Pseudogerölle“) scheinen für das nagelfluhfreie Oberstampien des Entlebuchs fast leitend zu sein. Wir beobachteten sie auch wieder am Steiglenbach, am Lochsitenberg, am Bumbach, in der Schangnauschuppe, im Schwarzflühligebiet (im Rosenbodenobel, wo sie zwischen den Horwerschichten und der Schwarzflühli-Nagelfluh auftreten). Sie fehlen dem Aquitanien und typischen Rupélien. Ähnliche Mergel mit kleinen Kalkknöllchen (mit Kalzitkern) erwähnt OCHSNER (Lit. 121, p. 650) aus dem Oberstampien des Wäggitaler Gebietes. Ebenso beobachteten wir solche Knollenmergel vom Entlebuchtypus in der oberstampischen Hirschbergzone, sie fehlen nach HABICHT (pers. Mitt.) auch der Stockbergzone nicht.

(von ihm dem Chattien zugeteilten) Nagelfluhhorizont von Flühli nicht als dessen normales Hangendes, sondern als Teilschuppe zu betrachten. Im SE grenzen die flyschähnlichen Hilfernenschichten (schöne Profile z. B. am Steinibach) an den subalpinen Flysch, ohne dass es bis heute möglich wäre, überall eine scharfe Grenze zwischen Molasse und Alpen zu ziehen (siehe p. 109). Dass der S-Rand der Molasse auf der SCHIDERSchen Karte weiter nach S zu verlegen ist, hat FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 39) bereits gezeigt.

Die Serien der Hilfern-Schuppe fallen im Mittel steiler S als diejenigen der Bäuchlenzone. Dies gilt wenigstens für den Abschnitt vom Steinibach gegen SW und ganz besonders auch für das SCHIDERSche Kartierungsgebiet. Wenn SCHIDER in seiner Arbeit das genaue Gegenteil besonders hervorhebt, so nur darum, weil er, wie bereits ausgeführt, die hangenden Bäuchlenschichten (die gegenüber den basaleren Komplexen in der Tat bedeutend flacher S einfalten) bereits zur Hilfern-Schuppe rechnete. Zwischen der hangenden, etwa 30° nach SE einfallenden Bäuchlenzone und den wirklichen, im Mittel etwa $60-70^{\circ}$ SE fallenden Hilfernenschichten etwa im Bereiche der Hörnliegg besteht aber auch hier eine ausgesprochene Fallwinkel-diskordanz im angegebenen Sinne. Besondere Beachtung verdient nach HAUS der Einsatz der Hilfern-Schuppe im Kadhausgraben. Der relativ unvermittelte Vorstoss scheint bedingt zu sein durch ein altes Erosionsloch im Hangenden der Bäuchlen-Lochsitenberg-Schuppe, in welches die Hilfernmergel hineingepresst wurden. Die Anpassung der vorstossenden Hilfern-Schuppe an die gegebene Morphologie bedingt beträchtliche Streichdivergenzen zwischen ihr und der vorgelagerten Bäuchlenzone. Wir beobachteten dieselben, wenn auch abgeschwächt, noch im Gebiet der Hörnliegg.

Verfolgen wir die Hilfern-Schuppe vom Steinibach gegen NE gegen die Entlen hin, so stellen sich nach den Untersuchungen MOLLETS interessante Veränderungen ein, und zwar sowohl in tektonischer wie in fazieller Hinsicht: Die nördlichen Komplexe der sonst S-fallenden Hilfernenschichten richten sich mehr und mehr auf, stehen schliesslich senkrecht und gehen, etwa vom Haslehochwald an, in ein ausgesproches, $50-40^{\circ}$ betragendes N-Fallen über. Sie stehen somit zu den südlicheren Teilen der Hilfern-Schuppe deutlich antikinal (zu den Farnernnagelfluhen aber synkinal). Gleichzeitig beginnen die S-fallenden Teile dieser Hilfern-Antiklinale Konglomerate aufzunehmen, die sich gegen Entlen und Giessbach hin zu der bemerkenswerten Kalknagelfluhzone Eschitannen-Heuboden entwickeln. Ob die Hilfernenschichten seitlich in diese Nagelfluhen übergehen, die Heubodennagelfluh also mit den Hilfernenschichten gleichaltrig, d. h. unterstampischen Alters ist (Ansicht MOLLET) oder ob die Nagelfluh das Hangende der Hilfernenschichten darstellt und damit Mittel- und Oberstampien repräsentiert (siehe hierüber auch MOLLET Lit. 113, p. 52-53; FRÖHLICHER Lit. 52, p. 33-34), vermögen wir

nicht zu entscheiden, obschon die zweite Auffassung manches für sich hat. Die Hilfern-Schuppe, südwestlich der Waldemme eine anscheinend normale isoklinale S-fallende Mergel-Sandstein-Serie, weist also im Bereiche der Kleinen Entlen eine ausgesprochene antiklinale Struktur (Hilfern-Antiklinale) auf, die uns, im Gegensatz zu MOLLET, für die regional-tektonische Deutung der Hilfern-Schuppe von grundsätzlicher Bedeutung erscheint. Dem nagelfluhreichen S-Schenkel (Heubodenzone) steht ein nagelfluhfreier N-Schenkel (Sandsteine, Schiefermergel mit seltenen Einlagerungen konglomeratischer Sandsteine) gegenüber. Da wir ein derartig vollständiges und rasches Auskeilen der grobgerölligen Eschitannen-Nagelfluh vom S- zum N-Schenkel kaum annehmen können, halten wir die konglomeratische Fazies für jünger als die allem nach unterstampischen Serien des N-Schenkels der Hilfern-Antiklinale. Damit erscheint auch diese letztere, trotz eines „angedeuteten verbindenden Gewölbescheitels“ (MOLLET Lit. 113, p. 52), bereits in sich verstellt (Scheitelbruch!). Für die Interpretation der isoklinalen Hilfern-Schuppe südwestlich der Waldemme stellen sich dann folgende Deutungsmöglichkeiten zur Diskussion: Sie ist als primär antiklinale, jetzt völlig nach N überliegende, also als gedoppelte Serie aufzufassen. Oder: sie repräsentiert den Antikinal-S-Flügel, während der N-Schenkel abgesunken und vom S-Schenkel überfahren ist (d. h. die Scheitelbruchstörung der Hilfern-Antiklinale bildet gegen SW die eigentliche Hilfern-Aufschiebung). Oder: Sie bildet den überkippten Antikinal-N-Schenkel, liegt also verkehrt, während der S-Schenkel abgesunken ist. Die zweitgenannte Möglichkeit erscheint uns als die wahrscheinlichste.

Damit gelangen wir nunmehr zur Besprechung der NE-Fortsetzung von Bäuchlen- und Hilfern-Schuppe im Gebiet zwischen der Entlen und dem Eigental. Die Nagelfluhzone von Eschitannen-Heuboden, mit einem Knick in der allgemeinen Streichrichtung über die Gross-Entlen hinübersetzend (siehe p. 177), erreicht am Heuboden mit etwa 1000 m ihre grösste Mächtigkeit und streicht sodann in abnehmender Entwicklung über den Giessbach ins Schwarzflühligebiet (Wandfluhzone). Die Farnernnagelfluh endigt am Entlen-durchbruch, und erst nordöstlich des Fischenbaches, an der Kridegg, stellen sich wieder zu den Schwarzflühli-Nagelfluhen überleitende Konglomerate ein. Die tieferen, unterstampischen Mergel-Sandsteinserien der Bäuchlenbasis verschmelzen mit denjenigen der Hilfern-Schuppe zwischen Gross-Entlen und Fischenbach zu einer stark eingeengten, zusammengestauten, im allgemeinen steil S-fallenden Mergel-Sandstein-Zone, die aber, da ja die Hilfern-Aufschiebung und die Hilfern-Antiklinale in sie hineinstreichen, von sehr komplexem Bau ist. Die starke Einschnürung der gesamten innern Zone in diesem Sektor ergibt sich am besten aus folgenden zwei Zahlen: Breite im Quellgebiet des Fischenbaches ca. 1800 m, gegenüber ca. 2800 m im Farnern-querschnitt. Es ist naheliegend, mit dieser bedeutenden Kompression

auch einen gewissen Hochstau der tektonischen Elemente zu verbinden, so dass wir uns hier allem nach im Bereiche einer gewissen Axenkulmination (Abtrag der hangenden Nagelfluhen!) befinden. Für diese Deutung spricht nicht zuletzt das direkt feststellbare östliche Axialgefälle im Kridegg-Schwarzflühli-Muldenzug (siehe unten).

Über die tektonisch-stratigraphischen Verhältnisse des Schwarzflühli-Wandfluh-Hühnerhubel-Gebietes, dem, wie wir glauben, für die strukturelle Interpretation der gesamten inneren Zone des Entlebuchs eine gewisse Schlüsselstellung zukommt, liegen seit der ausgezeichneten Darstellung KAUFMANNS aus dem Jahre 1860 keine neueren Publikationen vor. Eine Neubearbeitung (Kartierung) durch A. BUXTORF ist im Gange.

N

S



Fig. 1. *Schwarzflühli-Synklinale, gesehen vom Ochs 1597 m.*
Links Schwarzflühli 1585 m, rechts Dachsenboden 1606 m. Aufnahme des Verfassers.

Die prachtvolle Synklinale zwischen Schwarzflühli, Wandfluh und Dachsenboden (siehe Fig. 1) lässt sich bereits aus der topographischen Siegfriedkarte mit aller wünschenswerten Deutlichkeit herauslesen. Ihre Muldenbiegung, deren „überraschende Klarheit und Vollständigkeit“ schon KAUFMANN hervorhob, ist von W, etwa vom Ochs aus, am schönsten zu überblicken. Einem ca. 40° S-fallenden N-Flügel steht ein ca. 50° N-fallender S-Flügel gegenüber. In der Muldenachse selber liegt Alp Riestersgum. Am Grat zwischen Schwarz-

flühli und Dachsenboden beobachtet man deutlich ein westlich umlaufendes Streichen: Die Mulde sinkt also axial gegen das Eigental ab. Längs einer bedeutenden, westwärts schauenden Steilwand gegen die klassische Schwarzflühli-Synklinale treppenartig abgesetzt, erkennt man die SW-Fortsetzung dieser Mulde wieder im Bereiche von Alp Hint. Mühlemoos. Ihre Form aber — diese lässt sich, da die Morphologie getreulich die Tektonik widerspiegelt, schon an Hand des topographischen Blattes „Pilatus“ beurteilen, — hat sich geändert: der Mulden-S-Flügel, am Ochs noch eine maximale Höhe von 1597 m (gegen 1606 m am Dachsenboden) erreichend und zunächst 45° , gegen den Ochs selber aber steiler, $60\text{--}80^{\circ}$ N-fallend, verflacht sich rasch und steigt gegen P. 1490,9 m zu einem nurmehr etwa mit 10° gegen S geneigten N-Flügel an. Man konstatiert somit in der 2. Staffel ein Verflachen der Synklinale bzw. eine Absenkung des N-Flügels, die sich in dessen heutiger Höhenlage in bezug auf den S-Flügel deutlich widerspiegelt: 1490 m gegen 1597 m am Ochs. In der 3. Staffel von Alp Gummlì, von der zweiten wiederum durch eine Felswand getrennt, verändert sich unsere Synklinale noch weiter bis fast zur Unkenntlichkeit: Der S-Flügel erreicht am Hühnerhubel noch 1580 m und fällt zunächst wiederum sehr steil mit 70 und 80° nach N, verflacht dann rasch und weist an der mittleren Höllbodenfluh noch etwa $20\text{--}10^{\circ}$ N-Gefälle auf. Dann aber biegt er, nicht, wie zu erwarten wäre, zu einem S-fallenden N-Flügel auf, sondern sinkt erneut und verstärkt mit $30\text{--}45^{\circ}$ nach N ab und endigt schliesslich N-fallend im Grünenwald. Damit ist aber die merkwürdige Formveränderung der Ausgangsmulde im Schwarzflühli von NE gegen SW noch nicht beendet. Westlich der Höllbodenfluh, jenseits des Giessbaches, finden wir an der Kridegg nicht nur die westlichsten Ausläufer der Schwarzflühlinagelfluhen, sondern auch eine Synklinale, die, wie MOLLET zuerst feststellte, und wie wir selber bestätigen konnten, an Klarheit kaum hinter der Schwarzflühlimulde zurücksteht. Sie weist, wie übrigens sämtliche Muldenstaffeln östlich des Giessbachs auch, ein schwaches axiales E-Gefälle auf. An der Kridegg hat sich somit die Schwarzflühli-Synklinale trotz zeitweilig starker Deformation wieder völlig erholt, woraus hervorgeht, dass diesem Muldenzug durchaus regionale Bedeutung zukommt.

Angesichts der Aufteilung des Schwarzflühli-Kridegg-Synklinalzuges in einzelne markante, durch auffallende westwärts schauende Wandabstürze von einander getrennte Staffeln und im Hinblick auf die damit verbundene, scheinbar sprunghafte Formveränderung der Synklinale kann man sich — wie auch KAUFMANN bemerkte — nur schwer der Vorstellung von Querbrüchen entziehen. Solche existieren indessen nach einer verdankenswerten brieflichen Mitteilung von A. BUXTORF nicht, womit also die Formveränderung der Schwarzflühli – Kridegg - Synklinale als eine kontinuierliche zu betrachten ist.

Im stratigraphischen Aufbau des beschriebenen Gebietes zeigt sich eine deutliche Zweiteilung: Auf einer aus grauen Mergeln und Kalksandsteinen zweifellos unterstampischen Alters bestehenden Basisserie (gute Aufschlüsse z. B. im Rosenbodenobel nordöstlich Schwarzflühligipfel, Stierenloch und Eggspüri westlich Kridegg) ruht eine Nagelfluhserie (Schwarzflühlinagelfluh), die zusammen mit basalen, oft grobkörnig-massigen Kalksandsteinen (mit Diagonalschichtung) und grauen Knollenmergeln offenbar Mittel- und Oberstampien repräsentiert. Die stratigraphisch tiefsten Kalknagelfluhen des Schwarzflühli scheinen gegen die Kridegg hin zu Gunsten von Kalksandsteinen mehr und mehr aszukeilen. Wie weit aber das ganze Schwarzflühli-Nagelfluhzentrum ursprünglich gegen SW reichte, ist schwer zu entscheiden. Wie namentlich die von MOLLET aus dem Stierenloch (an der Krideggbasis) beschriebenen Verhältnisse dartun (es existiert hier zwischen den beiden stratigraphisch-lithologisch verschiedenen Serien eine gewisse Diskordanz, ohne dass wir allerdings daraus mit MOLLET auf eine beträchtliche Verschiebung der Krideggsynkinalen schliessen möchten), reagierten Basisserie und Hangendkomplex bei ihrer tektonischen Deformation erwartungsgemäss nicht immer gleichartig-harmonisch (disharmonische Faltung).

Wie schon KAUFMANN klar erkannte, bildet der S-Flügel der Schwarzflühli-Synklinale gleichzeitig den N-Schenkel einer ziemlich eng gepressten Antiklinale. Die Verhältnisse dieser im folgenden als Wandfluh-Antiklinale bezeichneten Zone lassen sich an der Wandfluh selber, sowie an dem vom Hühnerhubel zum Fuss des Gnepfstein hinziehenden Grat am besten überblicken. Während an der Wandfluh eine zunächst saiger, gegen S aber rasch in S-Fallen übergehende Nagelfluhzone unvermittelt an den S-Flügel der Schwarzflühlimulde „angedrückt“ (um den Ausdruck KAUFMANNS zu verwenden) erscheint, beobachtet man am Hühnerhubel und südlich davon, wie der Antiklinal-N-Schenkel (= Synkinal-S-Flügel) sich am S-Rande bis zur senkrechten Stellung aufbietet und durch Vermittlung einer am Rotdossen gut erschlossenen Steilzone zu einer S-fallenden Nagelfluh-Sandstein-Serie überleitet, die ihrerseits schliesslich unter die Kreideschichten des Gnepfstein einsinkt. Die die Schwarzflühli-Synklinale (also auch den N-Schenkel der Wandfluh-Antiklinale) aufbauenden Nagelfluhen repräsentieren eine schätzungsweise nicht mehr als 3% Kristallin führende Kalknagelfluh. Die Konglomerate der Wandfluh selber aber unterscheiden sich von derselben bei sonst entsprechenden sedimentogenen Komponenten sehr deutlich durch die Quantität (meist über 10%) und die Grösse (Maxima 25—30 cm) der kristallinen Gerölle (Gneise + Granite). Die Nagelfluhen im S- und N-Schenkel der Wandfluhantiklinale entsprechen sich somit nicht direkt und können demnach, obschon sie jedenfalls ein und demselben Nagelfluhzentrum angehören, primär nicht derart unvermittelt aneinanderge-

stossen sein, d. h. die beiden Schenkel der Wandfluhantiklinale sind gegeneinander etwas verstellt; zwischen beiden verläuft eine Aufschiebungslinie.

Die bunte Wandfluhnagelfluh verschwindet gegen SW (Rottodosen) rasch und wird von Kalknagelfluhen abgelöst, die, an Mächtigkeit stark zunehmend, zur Nagelfluhzone des Heuboden überleiten.

Zum Schlusse gilt es noch zu versuchen, die Frage nach den regional-tektonischen Zusammenhängen im Raume der innern Zone zwischen Vierwaldstättersee und Gross-Emme zu beantworten. Da erkennen wir auf Grund unserer Ausführungen (siehe auch Taf. XII) etwa folgendes:

Die Rigi-Überschiebung, die markante Grenzlinie zwischen BAUMBERGERS äusserer und innerer Molassezone, setzt als Farnern-Bäuchlen-Lochsitenberg-Überschiebung mit grösster Konsequenz bis an die Gross-Emme durch. Im Gegensatz zur Rigi, wo nur eine einzige Grossschuppe bis zum Alpenrand besteht, kommen im betrachteten Abschnitt noch einige andere tektonische Elemente teils von Schuppencharakter, teils mehr von normaler Faltenstruktur dazu. Aus der relativ schmächtigen Wandfluh-Antiklinale entwickelt sich gegen SW die bedeutende, stark geöffnete Hilfern-Antiklinale im Gebiet der Klein-Entlen. Den Nagelfluhen der Wandfluh (Antiklinal-S-Schenkel) dürfen wir nach ihrer tektonischen Position und vermutlich auch nach ihrem geologischen Alter (Oberstampien) die Heubodennagelfluhzone gleichsetzen. Die Scheitelbruchstörung der Hilfern-Antiklinale geht gegen SW in die eigentliche Hilfern-Aufschiebung am S-Rand der Bäuchlenzone über: aus der Hilfern-Antiklinale entsteht die isoklinale Hilfern-Schuppe. Die Schwarzföhli-Synklinale haben wir bis an die Kridegg verfolgt. Was passiert mit ihr weiter gegen SW? Ausgesprochene synklinale Schichtstellung existiert wieder im Farnerngebiet: Die oberstampischen Nagelfluhen der Gstellfluh und von Heiligkreuz stehen zum unterstampischen N-Schenkel der Hilfern-Antiklinale synklinal, die beiden Synkinalflügel sind aber bedeutend gegeneinander verstellt, in der Muldenachse verläuft die saigere Hilfern-Aufschiebung. Wir kommen so dazu, die Hilfern-Aufschiebung südlich der Gstellfluh unter der Farnern aus der längsgebrochenen, geknickten Fortsetzung der Schwarzföhli-Kridegg-Synklinale abzuleiten. Angesichts der fast saigeren Lage der Schubfläche ist man versucht, von einer Synkinal-Längsverwerfung zu sprechen. An der Gstellfluh ist im nördlichen Synkinalflügel ein halb-muldenförmiger Verlauf der Nagelfluhbänke noch deutlich erhalten. Hingegen hat eine synklinale Schichtstellung am S-Rand der Farnernnagelfluh bei Frutteg (siehe FRÖHLICHER Lit. 52, p. 38, Fig. 6) mit der primären Muldenbiegung nichts zu tun. Sie ist, wie auch FRÖHLICHER betont, nichts anderes als eine sekundäre Aufstülpung am Rande einer allerdings aus einer Synklinale entstandenen

Aufschiebung. Die Analogie dieser Erscheinung mit den aus der Ostschweiz beschriebenen Beispielen (Stoss-Aufschiebung) ist evident. Etwa vom Steinbach an gegen SW wird die „synklinale“ Hilfern-Aufschiebung abgelöst durch eine aus dem Scheitelbruch der Hilfern-Antiklinale sich entwickelnde Schubfläche.

Den Anschluss der komplexen Tektonik des Schwarzflühli-Wandfluh-Gebietes an das einfache, grosszügige Strukturbild der Rigischuppe am Vierwaldstättersee wird man sich, soweit sich die Verhältnisse bis heute überblicken lassen, etwa so vorstellen dürfen: Die Schwarzflühlimulde, axial gegen das Eigental absinkend, streicht in reduzierter Entwicklung unter die vermutlich direkt zur Riginagelfluh im Raume Sageli-Kohlloch-Netschen überleitende, S-fallende Wandfluhzone hinein, wird also von dieser (worauf auch die Verhältnisse an der Wandfluh hinweisen) überfahren. Diese Deutung setzt also zunächst auch eine zwischen der Riginagelfluh und ihrer Horwerschichtenbasis verlaufende, der Wandfluh-Scheitelstörung entsprechende Schubfläche voraus. Diese wird aber gegen den Vierwaldstättersee hin zu existieren aufhören, sobald die unter sie hineinstreichende Schwarzflühli-Synklinale in ihrer Anlage erloschen ist. An der Rigi ist jedenfalls ein normal stratigraphischer Übergang vom Unterstampien zur hangenden Nagelfluh vorhanden. Man darf gerade die tektonischen Verhältnisse im Übergangsgebiet von der Rigi zur Schwarzflühlinagelfluhen einem selbständigen Konglomeratvorstoss entsprechen, der sich mit dem W-Rand des Rigifächers überschnitten hat.

6. Zwischen Gross-Emme und Aare.

Wichtigste Literatur:

1825	B. STUDER	Lit. 146, p. 37—51, 57—59, 116—128, 138—153.
1853	„ „	„ 147, p. 376—378
1860	F. J. KAUFMANN	„ 81, p. 61—64
1886	„ „ „	„ 83, p. 445—520, mit Atlas
1911	P. BECK	„ 15
1911	„ „	„ 16
1912	„ „	„ 17 spez. p. 139ff.
1920	„ „	„ 18
1920	E. BAUMBERGER	„ 3
1922	P. BECK	„ 21
1922	„ „	„ 20
1925	F. NUSSBAUM	„ 119
1926	R. RUTSCH	„ 133
1928	„ „	„ 134
1928	P. BECK	„ 22
1932	„ „	„ 152
1933	R. RUTSCH	„ 136
1934	„ „	„ 55 Fasc. VIII, p. 572—576
1934	P. BECK	„ 55 „ „ „ „ 578, 584
1935	H. HAUS	„ 62

Geologische Karten:

Geolog. Karte 1 : 100000, Bl. XII und XIII

„ „ Thun-Stockhorn 1 : 25.000 (1925)

„ „ der Gebirge nördlich von Interlaken 1 : 50.000 (1910)

„ „ des Belpberg 1 : 25.000 (1928)

Die s. M. zwischen Gross-Emme und Aare umfasst in erster Linie das gewaltige Nagelfluhdreieck zwischen Thun, Schangnau und Sigriswil. Diesen polygenen Konglomeratkomplex, mit zwischen geschalteten Sandsteinen und Mergeln eine Mächtigkeit von 3—4 km erreichend, nennen wir den Nagelfluhschuttfächer der Blume. Er ist nach R. STAUB (Lit. 141, p. 64) das Schüttungsprodukt eines dem Simplongebiet entspringenden oligozänen Flusssystems und bildet nicht nur faciell-stratigraphisch, sondern auch tektonisch eine markante Einheit. Ähnlich wie die Rigizone, sind auch diese Thuner Nagelfluhen als einheitlich S-fallende normale Serie, als eine mächtige „Deckfalte“ (P. BECK) schuppenartig der vorgelagerten mittel-ländischen Molasse an- und aufgeschoben worden. Die Aufschiebungslinie, die sogenannte Zulg-Überschiebung, ist von ROTHFLETZ (Geolog. Alpenforschungen III, München 1908, p. 112—113, Tafel VI, Fig. 5) zuerst vermutet und als „Gurnigel-N-Überschiebung“ und als „eigentliche N-Grenze des Alpengebirges“ bezeichnet worden. Sie zieht, soviel wir bis heute wissen, aus dem untern Zulgtafel von Steffisburg gegen Schwarzenegg und verbindet sich, am N-Fuss der Honegg durchstreichend, direkt mit der Lochsitenberg-Bäuchlen-Überschiebung.

Eine stratigraphische Gliederung der Blumenschuppe hat BECK gegeben. Man unterscheidet darnach:

- | | | |
|-----------------------|----------------|---|
| 4. Guntner Nagelfluh | Aquitaniens? | Totale Mächtigkeit:
3700 m am Thunersee,
2700 m am Eriz |
| 3. Bresserenschichten | Oberstampien | |
| 2. Hünibachnagelfluh | | |
| 1. Loseneggschichten | Mittelstampien | |

Anhaltspunkte für das geologische Alter dieser Schichtfolge gewinnen wir zunächst einmal an Hand einer Prüfung der seitlichen Zusammenhänge mit den bereits besprochenen Profilen östlich der Gross-Emme. Die zentralen Blumennagelfluhen, gegen den Thunersee ohne Anzeichen baldiger Reduktion unvermittelt abbrechend (siehe p. 178), keilen gegen NE speziell in ihren hangenden Serien seitlich aus bzw. gehen in Sandstein-Mergel-Äquivalente (= Bresserenschichten) über. Die damit verbundene Mächtigkeitsreduktion von SW nach NE beträgt nach BECK über 1000 m und ist in ihrer Auswirkung für den streichenden Verlauf der Kreideketten zwischen Thunersee und Gross-Emme massgebend geworden. Die tieferen Nagelfluhen der Loseneggschichten, am weitesten gegen NE aushaltend, erreichen über Honegg die Grosse Emme und den Bumbach, wo sie, bereits

stark reduziert, W—E-streichend am Erosionsloch der Habchegg (siehe p. 177) abbrechen. Die Loseneggschichten repräsentieren demnach das normale Hangende des Lochsitenberges, die Blumen-Honegg-Schuppe hängt also — KAUFMANN hat schon 1860 auf diesen Zusammenhang mit aller Deutlichkeit hingewiesen — mit der Bäuchlen-Schuppe unmittelbar zusammen. Aus diesen Zusammenhängen mit der Bäuchlenzone resultiert für die Honegg-Losenegg-Schichten ein mittel- bis oberstampisches Alter, umso mehr, als auch die unterstampischen Horwerschichten der Lochsitenbergbasis noch über die Emme hinaus in den N-Fuss der Honegg weiterziehen. Sie reduzieren sich dann allerdings sehr rasch und sind bis zum Aaretal hin nicht mehr nachgewiesen.

Die paläontologischen Belege passen im allgemeinen nicht schlecht in den Rahmen unserer Altersbestimmung und sprechen jedenfalls mit aller Deutlichkeit für das oligozäne Alter des Hauptteils der Blumennagelfluhen. Die Säugetierfunde von der Losenegg beweisen nach H. G. STEHLIN (Lit. 145, p. 576) mittleres Stampien (Niveau von Aarwangen), während ein *Rhinoceros* vom Hünibach (STEHLIN Lit. 144) mit Vorbehalt ins Aquitanien gestellt wird. Vom oberen Bresserengraben haben BECK und JEANNET (Lit. 20) eine „sicher Oligozän, oberes Stampien oder Unteraquitan“ beweisende Molluskenfaunula zusammengebracht. Überraschenderweise weist die berühmte, heute wieder neu entdeckte Säugetierfundstelle am Bumbach, direkt an der Basis der östlichsten Honeggnagelfluh, nach STEHLIN (Lit. 143, p. 480—482, Lit. 144, p. 183, Lit. 145, p. 576) auf unteres Stampien hin, wobei allerdings noch nicht sicher ist, ob es sich um das wahre untere Stampien (Niveau des Meeressandes = Rupélien = Horwerschichten) oder um ein etwas höheres Niveau handelt. Sollte sich aber wirklich das unterstampische Alter der Bumbach-Fossilien bestätigen — der Verdacht einer Umlagerung (sekundäre Lagerstätte) wäre nach STEHLIN (Lit. 143, p. 482) zum vornehmerein ausgeschlossen, doch hat uns die Besichtigung der Fundstelle anlässlich der Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft 1936 in dieser Hinsicht nicht ganz überzeugen können —, so müsste man auf Grund der allgemeinen Zusammenhänge auch die Gesteinsfolge des Lochsitenberges und damit zwangsläufig die gesamten Bäuchlennagelfluhen ebenfalls dem Rupélien zuweisen, eine stratigraphische Einordnung, die auch für noch weiter östlich gelegene Profile nicht ohne Einfluss wäre, der sich aber verschiedene prinzipielle, hier nicht weiter diskutierte Schwierigkeiten entgegenstellen. Wir belassen also die Bäuchlen-nagelfluh im mittleren und oberen Stampien und schliessen uns für die Blumenschuppe trotz der Bumbachfossilien der eingangs von BECK gegebenen Gliederung an.

Zwischen der Blumenschuppe und dem Alpen-N-Rand kennt man am Thunersee seit langem wenig mächtige Sandstein-Mergel-Komplexe, die als frontale, zum Teil verschürfte Teile einer südlicheren

Molasseschuppe, der Ralligschuppe, betrachtet werden müssen. Man vergleiche hierüber p. 178.

Der Streifen Marbach-Schangnau-Schwarzenegg-Steffisburg verdient nach den neusten Untersuchungen von H. HAUS besondere Aufmerksamkeit, weil hier infolge Fehlens der aquitanen Antiklinalzone stampische Molasseschuppen mit dem miozänen Vorland des westlichen Napfgebietes in unmittelbare Beziehung treten.

Im Raume Marbach-Schangnau ist die von Luzern herüberstreichende Aquitanzone zum letzten Male nachweisbar. Sie taucht (siehe oben) einerseits axial unter ihre miozäne Umhüllung, verschwindet andererseits unter der oberstampischen Schangnauschuppe bzw. geht nach unserer Auffassung in diese über. Die Schangnauschuppe streicht nach SW ins Quellgebiet des Rötenbaches, wo ihre durchaus „pseudoaquitane“ Gesteinsfolgen und ihre Struktur von KAUFMANN (Lit. 83, p. 478—488) ausführlich beschrieben worden sind. An Hand der allerdings wenig zusammenhängenden Aufschlüsse im unübersichtlichen Schallenberghochwald (Bärbach, Schlöttergraben, Sandgraben, Rötenbach etc.) stellte KAUFMANN einen dreimaligen Muldenbau fest. Eine Bestätigung dieser Beobachtungen war auf unsren kurisorischen Begehungen nicht zu erlangen.

Die Schangnauschuppe soll nach der Meinung von HAUS bis nach Steffisburg weiter ziehen und „den unteren Teil der bisher als Einheit aufgefassten Blumenschuppe“ bilden. Es scheint uns aber auch durchaus möglich, dass sie etwa in der Gegend von Schwarzenegg erlischt, sodass vielleicht doch die Ansicht von BECK zu Recht bestünde, dass an der untern Zulg die einheitliche Blumenschuppe direkt auf das limno-terrestrische Vindobonien (BECK Lit. 20, p. 2) bzw. Burdigalien (BECK Lit. 22, p. 321) des Falkenfluh-Antiklinal-S-Schenkels aufgeschoben sei (siehe Stockhornkarte). Jedenfalls ist über die Bedeutung, den Bau und den Verlauf der Schangnauschuppe noch nicht das letzte Wort gesprochen, und es ist zu hoffen, dass die Untersuchungen von HAUS hierüber noch weitere Klarheit schaffen.

Das Studium des Aufschiebungskontaktes zwischen der Schangnauschuppe und der vorgelagerten Miozännagelfluh durch HAUS hat bedeutungsvolle Resultate gezeitigt. Diese sind in einer vorläufigen Mitteilung (Lit. 62) niedergelegt, auf welche für das folgende ausdrücklich verwiesen sei. Der S-Rand der miozänen, im allgemeinen horizontal gelagerten Konglomeratkomplexe des Emmentals, in der Gegend von Schangnau und dem Rebloch durch eine Steilwand deutlich markiert, weist einen unregelmässig gebuchteten Verlauf auf. Vor allem fällt der Sporn von Gabelspitz-Sattel auf, der die „Bucht“ von Steinmösl von einer ebensolchen, grösseren im Quellgebiet des Rötenbachs (an der S-Abdachung des Naters) trennt. Die hier nicht näher zu beschreibenden Verhältnisse an der Steinmöslfluh haben HAUS dazu geführt, in diesem miozänen S-Rand einen „alten“, offenbar postvindobonen (die Nagelfluhen der Steinmöslfluh

gelten als Helvétien) Erosionsrand zu erblicken, an den das Stampien der Schangnauschuppe tektonisch angepresst wurde.

Nach einem zweimaligen Besuch der entscheidenden „Erosionsnische von Steinmösl“ müssen wir der HAUS'schen Interpretation prinzipiell beistimmen. Eine tektonische Beanspruchung der Steinmöslinagelfluhen infolge des Einschubes der Schangnauschuppe wurde indessen — im Gegensatz zur Meinung einiger Teilnehmer an der Exkursion der S.G.G. 1936, die eine gewisse Aufwärtskämmung der aus der Wand hervorstehenden Nagelfluhgerölle erkennen wollten — nicht konstatiert. Die Anpressung hat sich in erster Linie in einer intensiven Stauung der hiefür besser geeigneten stampischen Sandstein-Mergelserien ausgewirkt.

Auffallenderweise sind auf dem Miozän nördlich des genannten Erosionsrandes nirgends Erosionsrelikte der Schangnauschuppe bekannt. Sind diese alle dem Abtrag gänzlich zum Opfer gefallen, oder ist die Schangnauschuppe wohl primär nie weiter als bis zur Steinmöslifluh gegen N vorgestossen?

Der N-Rand der Schangnauschuppe beim Rebloch stellt sich also als klares Beispiel einer Reliefüberschiebung in der Molasse dar. Weitere Studien werden zu erhärten haben, ob die Erosionsnische von Steinmösl nur ein lokaler Spezialfall ist, oder ob, wie wir mit HAUS anzunehmen geneigt sind, auch der Miozän-S-Rand südwestlich des Schallenbergs gegen Steffisburg, sowie derjenige von Schangnau gegen Escholzmatt ebenfalls mehr oder weniger einem vor dem Anschub der Schangnauschuppe bzw. vor der Aufstauung der aquitanen Antiklinalzone postvindobon ausgebildeten Erosionsrand entspricht.

Es bleibt uns noch übrig, ein paar Worte über das miozäne Vorland selber, seine Stratigraphie und Tektonik, beizufügen. Der W-Rand der grossen Napfschüttung, zwischen Emme und Aare noch vorwiegend in groborogen-limnoterrestrischer Nagelfluhfazies entwickelt, zeigt gegen W, gegen das Aaretal hin, eine Abnahme der psephitischen Sedimente zugunsten von Sandstein und Mergel. Damit verbunden konstatiert man auch das Wiederauftreten mariner Bildungen (Belpberg). Der Übergang von der limnischen und terrestren Molasse zur marinen vollzieht sich nach BECK im Falkenfluhgebiet.

Eine stratigraphische Gliederung der Miozänserie nördlich der Zulg begegnet wegen der Eintönigkeit der Fazies grossen Schwierigkeiten. BECK (Lit. 22, p. 321) hat 1928 folgendes Schema gegeben:

5. Belpbergschichten . . .	250—300 m	Helvétien	} vermutlich vorwiegend
4. Natersschichten . . .	200—250 m	Helvétien ?	
3. Diessbachschichten . .	200—400 m		
2. Falkenfluhsschichten . .	ca. 250 m		
1. Brenzikofenschichten . .	ca. 300 m	Burdigalien	

Die alpinen Bewegungsimpulse machen sich im betrachteten Raume viel weiter ins Mittelland (bis über Bern) hinaus geltend,

als etwa in der Zentral- und E-Schweiz. Die Ursache hiefür erblicken wir mit RUTSCH in dem Umstand, dass sich die Schubwirkung der stampischen Schuppen östlich der so bedeutsamen Emme-Ilfis-Linie in den aquitanen Mergel-Sandstein-Serien „austoben“ konnte, während sie sich westlich der genannten Linie direkt auf die miozäne Vorlandplatte übertrug, diese in flachwellige Falten legend. Diese Vorlandfaltung ist also — wie RUTSCH mit Recht unterstreicht — eine Folgeerscheinung des Anschubes der oligozänen Schuppen und mit diesem gleichaltrig. Beide Vorgänge sind somit spät-, eher aber postvindobonen Alters. Von RUTSCH, BECK und GERBER wurden von N nach S folgende tektonische Elemente unterschieden:

- | | | |
|----------------------------|---|----------------------|
| I Frienisberg-Antiklinale | | |
| II Biglen-Antiklinale | > | Belpberg-Synklinale |
| III Kurzenberg-Antiklinale | > | Diessbach-Synklinale |
| IV Falkenfluh-Antiklinale | | |

Von diesen flachwelligen Verbiegungen, denen im allgemeinen nur beschränkte Längserstreckung zukommt (Brachyantikinalen bzw. -synkinalen), ist einzig die südlichste, die Falkenfluh-Antiklinale, von regionaler Bedeutung. Nach N überkippt und mit ihrer Gewölbeform an Juraantikinalen erinnernd, geht sie nach BECK und RUTSCH westlich der Aare in die Giebeleggsschuppe über. Den Napf betrachtet RUTSCH (Lit. 134, p. 169) als eine Mulde grossen Stils, die als Fortsetzung der Belpberg-Synklinale aufzufassen wäre.

7. Die Grenzregion zwischen Molasse und Alpen.

a) Zwischen Altstätten und Weesen

bildet die Säntis-Decke s. str. den Alpenrand. Im E, im Flyschgebiet der Fähnern, kommen dazu noch höhere, ultrahelvetische Elemente, während im W bei Weesen, im Malmkopf des Kapfenbergs, eine tiefere, nach OBERHOLZER verschlepptes Parautochthon repräsentierende Einheit zutage tritt. Die zwischen ihr und der Säntis-Decke eingeklemmte Flifalte wird zur Mürtschen-Decke gestellt. Vor der Säntisstirn ist die subalpine Flyschzone weitgehend reduziert. Im Berndl-Profil (siehe unten) erreicht sie kaum eine Mächtigkeit von 10 m.

Als südlichste von den alpinen Randketten überfahrene Zone der s. M. erkennen wir die Speer-Stockberg-Schuppe mit ihren Äquivalenten im Weissbach-Eugsttobel-Gebiet. Zwischen Sitter und Rhein aber tritt die zweite Antiklinalzone mit ihren Chattien-Mergeln und -Sandsteinen direkt mit der Fähnernzone in Kontakt. Die hangenden Kronbergnagelfluhen des S-Schenkels fehlen hier also.

Die Verhältnisse am Alpenrand zwischen Appenzell und dem Rheintal sind speziell von ARN. HEIM (Lit. 75) untersucht worden.

Er kommt zum Ergebnis, dass die Kronbergnagelfluhzone östlich der Sitter durch alte Erosion entfernt und die Säntis-Fähnern-Decke in eine Erosionsnische vorgestossen sei (Ursache des Sax-Schwendi-Bruches).

Die südlich der Kronbergzone folgende, damals noch nicht bekannte Rupélienschuppe des Eugst- und Rachentobels wurde mit ihren Horwerschichten gleichfalls in das Erosionsloch eingeschoben; sie verhält sich also sozusagen „alpin“. In den gegen N abgelenkten Streichrichtungen z. B. im Rachentobelprofil sehen wir daher den Beginn des N-Ausholens dieses südlichsten Molassestreifens und weniger eine Wirkung (LUDWIG, Lit. 110, p. 142), als vielmehr eine Ursache des Sax-Schwendi-Bruches. Die abgelenkten, fast S—N streichenden Nagelfluhbänke beim Weissbad („End der Welt“) stellen wir mit Vorbehalt zum Hangenden der bunten Kronbergnagelfluh (siehe p. 145), da die wenig östlich dieser Stelle am Weissbach aufgeschlossenen Horwerschichten wieder ein ziemlich normales ENE-Streichen aufweisen. Aus diesem Grunde lassen wir die Überschiebung der östlichen Stockbergschuppe zwischen diesen beiden Aufschlüssen durchgehen und betrachten die abgelenkten Kalknagelfluhbänke am „End der Welt“ als Schleppungen am Rande der nach N ins Erosionsloch vorstossenden Rupélienzone. Diese Erscheinung zeigt, zusammen mit dem verschleppten Nagelfluhklotz des interessanten Aufschlusses an der Strasse bei Steinegg-Krüsi (siehe ARN. HEIM Lit. 75, p. 42; LUDWIG Lit. 110, p. 140), dass der Einschub der Eugsttobelzone in das Erosionsloch von Appenzell mit einer gewissen tektonischen Deformation der alten Erosionsränder verbunden war.

Die von ARN. HEIM am Ibach und Pöppelbach angenommenen Molasse-Flysch-Verschuppungen sind mehr als fraglich geworden, seitdem sich das aus lithologischen Gründen schon lange vermutete unterstampische Alter dieses „randlichen Flysches“ (Lit. 75, p. 43) mehr und mehr erwiesen hat. (LUDWIG Lit. 105, p. 83—84; EUGSTER in Lit. 110, p. 144; FRÖHLICHER, Lit. 53).

Infolge der Abrasion der hangenden Nagelfluh stösst im Aubachgebiet die komplexe Fähnernzone direkt auf die Chattien-Mergel-Sandsteinfolge des A₂—S-Schenkels. Eine Zwischenschaltung von verschleppten Horwerschichten scheint uns auf Grund unserer Begehungen lokal sehr wahrscheinlich, bedarf aber noch weiterer Überprüfung. Ein prachtvoll sichtbarer Molasse-Flyschkontakt ist unmittelbar bei der obersten Sperré der Aubachverbauung aufgeschlossen.

Die alte Erosionslücke südöstlich Appenzell erscheint nach ALB. HEIM (Lit. 66, p. 186), ARN. HEIM (Lit. 75, p. 42) und E. BLUMER (Lit. 65, p. 607) nur als linksseitige Ausbuchtung eines „präalpinen“ Bodensee-Rheintals, in welches die Säntis-Decke eingebrochen ist.

In der von P. 1401 m gegen Dunkelberndli hinabziehenden Bachrinne ist der Überschiebungskontakt zwischen Säntis-Decke und Molasse in eindrücklicher Weise erschlossen. ARN. ESCHER (Geol. Beschreibung der Säntisgruppe, Beiträge zur Geol. Karte der Schweiz, Lf. XIII, 1878, Tafel VI), GUTZWILLER (Lit. 59, Tafel II, p. 77), BURCKHARDT (Lit. 28, Tafel II, Fig. 13b) und ALB. HEIM (Lit. 65, p. 49—51) haben Darstellungen des Berndli-Profiles gegeben.

Alle diese Profile sind viel zu schematisch gehalten und zeigen nicht, wie sehr die Molasse tektonisch mitgenommen aussieht. Unsere Fig. 2 versucht, wenigstens ein paar Details wiederzugeben. Ob der an der Basis des Schrattenkalkes liegende

Flysch teilweise wirklich Seewerkalk ist, wie ALB. HEIM angibt, wagen wir zu bezweifeln. Wir möchten darin lediglich eine etwas kalkigere Flyschfazies erblicken. Im übrigen spricht das Profil für sich selber.

Eines besonderen Hinweises bedarf an dieser Stelle ein Konglomerat-Sandstein-Mergelkomplex südwestlich „Gemeinen Wesen“ (Schwägalp) auf ca. 1400—1420 m. Derselbe wurde von ALB. HEIM (Lit. 65, p. 15) zum Flysch gerechnet. Schon LUDWIG (Lit. 105, p. 85) vermutete darin Molasse.

Die Nagelfluh, ein von grobkörnigem Sandstein bis zu durchschnittlich nussgroßem (Geröllmaxima bis über 20 cm enthaltendem) Konglomerat schwankendes Gestein enthält zur Hauptsache gelblich-weiße Quarzite (zum Teil Milchquarze, seltener reine Quarze), fein- bis grobkörnige Breckzien von Flyschtypus (in einem Fall wurden darin Lithothamnienreste beobachtet), hellgraue (dolomitische?) und dunkle, schwärzliche (zum Teil fleckige) Kalke. Als charakteristische Akzessorien kommen bemerkenswerte Alveolinikenkalke vor, von welchen wir bis jetzt etwa ein halbes Dutzend beobachteten. M. REICHEL³⁴⁾ hat in diesen interessanten Gerölle eine neue Alveolinensubspezies entdeckt, die er zu Ehren des verstorbenen A. LUDWIG *Alveolina primaeva ludwigi* n. subsp. nennt. Diese *Alveolina* soll für Paleozän (Thanétien) sprechen. Kristalline Gerölle machen etwa 1—2% aus. Es handelt sich dabei um helle Sericitgneise und graue Sericitglimmerschiefer, meistens von sehr kleinen Dimensionen.

Das Konglomerat erscheint nach seinem ganzen Habitus durchaus als Molassenagelfluh (auch diese enthält, im Gegensatz zu ALB. HEIM's Bemerkung, ähnliche Quarzite). Die diesen Konglomeraten von „Gemeinen Wesen“ eingelagerten Kalksandsteine erinnern in jeder Beziehung an gelbliche Kalksandsteine aus dem Chattien. Etwas westlicher und tiefer (K. 1370 m) treten unter dem Nagelfluh-Sandstein-Komplex graue, tonige, von Kalzitharnischen völlig durchsetzte Molassemergel zutage, die harte, blaugraue, dünnplattige Kalksandsteine enthalten. Auf den Schichtflächen ist Pflanzenhäksel und Sericit sehr häufig, ebenso fährtenartige Gebilde (Horwersandsteine!).

In tektonischer Hinsicht streicht der konglomeratführende Komplex keineswegs normal, wie auf der Säntiskarte angegeben ist. Wir massen Streichwerte von N 0—30° E, Fallwinkel von 90° und 80—70° E. Ob eine sekundäre Verstellung (Verrutschung) vorliegt oder nicht, war nicht zu entscheiden. Die Basismergel scheinen aber wieder konform dem Säntis-N-Rand zu streichen.

Wir stellen das Nagelfluh-Mergel-Sandstein-Vorkommen von „Gemeinen Wesen“ auf Grund seines lithologisch-faziellen Habitus unbedenklich zur Molasse und zwar ins Rupélien. Ob wir hier eine direkte Fortsetzung der Stockbergbasis oder aber Reste einer noch südlicheren, an der Säntisstirn nach N verschleppten Molasseschuppe vor uns haben, ist vorderhand noch unabgeklärt. Doch sprechen manche Gründe für die zweite Annahme.

Auf eine Beschreibung der bekannten Kontaktverhältnisse zwischen Thur und Linth kann hier füglich verzichtet und auf ARN. HEIM (Lit. 68, p. 442—452, Tafel VII—VIII und Lit. 71, Teil I, p. 23—35, Teil IV, p. 634—639) verwiesen werden, umso mehr als neue Beobachtungen (vom Stockberg-S-Rand) in nächster Zeit von

³⁴⁾ M. REICHEL, Etude sur les Alvéolines, Abhandl. der Schweiz. Paläont. Ges. Vol. LVII, 1936, p. 92—93.

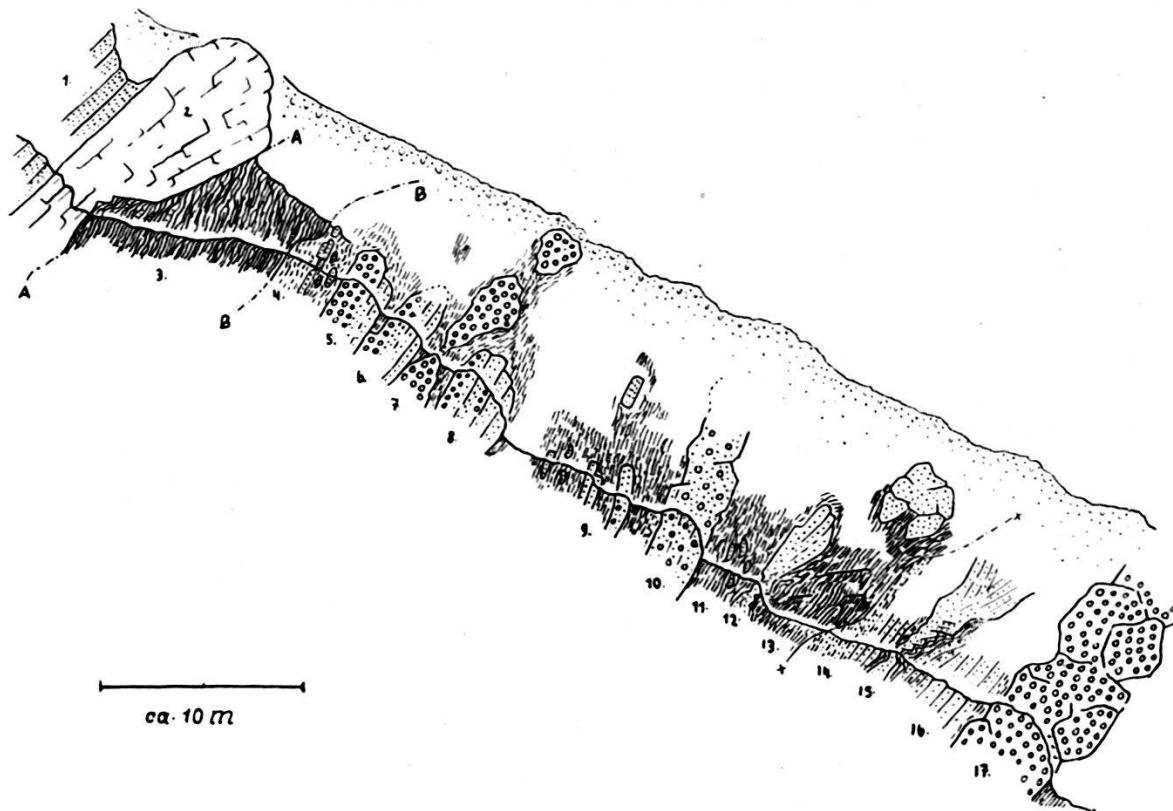


Fig. 2. Das Berndli-Profil.

1. Gault
 2. Schrattenkalk, am Kontakt gegen 3 Rutschstreifen, deren Richtung N 150° E
 3. Flysch (nach ALB. HEIM links zum Teil Seewerschiefer ?)
 4. Grau-grüne, braun anwitternde Mergel, Einlagerung von Kalksandstein vom Horwertypus, pflanzenführend, stark zerrissen. Streichen um N 85° E, Fallen um 70°
 5. Kalknagelfluh und Kalksandstein, brekziös, gegen oben amputiert.
 6. Kalksandstein mit Kalknagelfluh, zwischen 5 und 6 rote bis grüne, bunte sandige Mergel, gegen unten ausgequetscht
 7. Kalknagelfluh, zerrissen. Zwischen 6 und 7 rotbraune Mergel, gegen unten ausgequetscht. Zerquetschte Gerölle
 8. Kalksandstein mit Gerölllagen. Zwischen 7 und 8 rotbraune Mergel
 9. Graugrüne bis bräunliche Mergel, Kalksandsteineinlagerungen mit Pflanzenspuren, fast saiger
 10. Kalksandstein mit Geröllen, Fallen ca. 70°
 11. Graugrüne Mergel
 12. Kalksandsteine, abgequetscht
 13. Dunkelgraue Mergel (Grisigertypus)
 14. Mergelsandstein bis Kalksandstein
 15. Zerrissene Kalksandsteinbank; prachtvoller, haarscharfer, kantiger Kontakt gegen basale graue Mergel
 16. Kalksandstein, vermergeling, oben glimmerreich, Pflanzenspuren, Hämatit-rutschspiegel, Fallen 45—50°
 17. Kalknagelfluhbank, stark zerklüftet
- A—A Überschiebung der Säntis-Decke s. str. auf Flysch
- B—B Hauptüberschiebung = Grenze zwischen Alpen und Molasse

K. HABICHT (Zürich) publiziert werden. Hingegen muss eine meist übersehene Tatsache, auf welche CADISCH (Lit. 37, p. 570) zuerst aufmerksam machte, noch in Kürze gestreift werden:

Die Nagelfluhzone Speer-Hirzli weist in ihren südlicheren Komplexen beidseits des Linthdurchbruches verschiedenes Streichen auf: Im Hirzligebiet im Mittel etwa N 80° E, am Schänniserberg-Speer durchschnittlich N 60° E. Die Azimutdifferenz beträgt darnach 20°, CADISCH spricht sogar von 40° (?). Die in den Bereich des Linthtales fallende Knickung fällt zusammen mit dem im Querschnitt Weesen-Ziegelbrücke erfolgenden Überschneiden von W-alpinem und E-alpinem Deckenbogensegment. Der alpine Grosskettungsknick geht in seiner Anlage auf tiefere Ursachen, nicht auf den verhältnismässig unbedeutenden Nagelfluhklotz des Speer, zurück und wurde dem S-Rand der s. M. offenbar aufgezwungen. Wir schliessen uns daher ohne weiteres der Schlussfolgerung von CADISCH an: „Der Verlauf der Nagelfluhzentren im grossen wird vielmehr durch die alpinen Gebirgsbogen beeinflusst, als umgekehrt“ (Lit. 37, p. 570).

b) Zwischen Weesen und dem Lowerzersee

tritt die Molasse mit dem gewaltigen Flyschgebiet von Alptal-Einsiedeln in Kontakt. Die von OBERHOLZER mit dem Parautochthon in Beziehung gesetzte Kette der Wageten und die als verschürfte Stirnteile der Säntis-Drusberg-Decke aufzufassenden Aubrige erscheinen daneben als Randelemente zweiter Ordnung. Den S-Rand der Molasse bilden einerseits die Rigizone, andererseits östlich der Sihl verschiedene tektonische Teilschuppen, die in ihrer Gesamtheit als Teile des S-Schenkels der Biltener Antiklinale aufgefasst werden müssen. Vom ganzen Sektor verdient der westliche Abschnitt besondere Beachtung.

Der grosse Stampienkomplex des Wäggital-Hirzli-Gebietes, als W-Rand des Sperfächers, verschmälert sich von der Linth zur Sihl in ganz bedeutendem Masse. Weist er, zwischen Alpenrand und Spreitenbach-Aufschiebung gemessen, im Profil der Pfiffegg eine Breite von ca. 4 km auf, so ergibt sich im (ergänzten) Profil von Biltens eine solche von über 9 km. Betrachten wir nur den Streifen zwischen Alpenrand und Rempen-Aufschiebung, so wird die Reduktion noch deutlicher: Ca. 1 km südlich der Pfiffegg, über 5 km im Querschnitt von Biltens.

Diese bedeutende Verschmälerung von NE nach SW mag zweifellos zu einem schönen Teil primär durch das südwestliche Auskeilen der Speernagelfluhen bedingt sein, d. h. auf die Fächerform der Schüttung zurückgehend. Andererseits aber hat es ARN. HEIM (Lit. 68, p. 453) bereits 1906 als möglich erachtet, dass die südlichsten tektonischen Elemente (Biltener Antiklinale) gegen W einer „präalpinen“ Erosion zum Opfer gefallen seien und heute unter dem Flysch und den Kreidefetzen der Aubrige begraben liegen. Es existieren hier nun in der Tat Erscheinungen, die wir uns nur durch die Annahme alter Erosionsvorgänge zu erklären vermögen.

Von der merkwürdig bogenförmig streichenden Melchterli-Gelbberg-Schuppe war bereits die Rede. Das bogenförmige Streichen kommt teilweise bereits auf

der SCHARDTSchen Wäggitaler Karte zum Ausdruck. Neuere Untersuchungen von OCHSNER (zum Teil pers. Mitt.) haben das starke Zurückbiegen des Streichens gegen den Alpenrand einsteils im oberen Trebsental, anderseits im obersten Niederurnertal klar erwiesen. Auch der nachdrängende Flysch macht das bogenförmige N-Vorspringen deutlich mit. Eine durchaus analoge Erscheinung ist aus dem vorderen Wäggital schon lange bekannt. Am Spitzberg biegen die Nagelfluhbänke, worauf ARN. HEIM nach E. BLUMER zuerst aufmerksam machte (Lit. 72 und Lit. 77, p. 74—76, Fig. 1), aus dem ENE-Streichen nach S um und laufen senkrecht auf den Alpenrand zu³⁵⁾. Diese Tatsache ist von ARN. HEIM speziell als Beweis für eine von der alpinen Deckenbrandung unabhängige Molassefaltung angeführt worden. Doch können wir diesen Beweis nicht ohne weiteres akzeptieren. Denn einerseits sind Erscheinungen, wie die von der normalen Streichrichtung bis über 90° abweichenden Streichwinkel am Spitzberg auch bei Annahme einer älteren Molassedislokation noch völlig unerklärt und andererseits sind wir der Meinung, dass sich derartige „Extravaganzen“, wie sie sich die Spitzberg- und Melchterli-Schuppe leisten, durch die Annahme alter Erosionslöcher auch bei Gleichzeitigkeit von Molassedislokation und Deckenbrandung befriedigend erklären lassen.

Wir stellen uns für den Fall der Melchterlischuppe ein karartiges Erosionsloch vor, in das bei der später erfolgenden Molassedislokation bezw. beim Anprall der helvetischen Randketten südlichere Konglomeratkomplexe unter Anpassung an die gegebene Form eingeschoben wurden. Die primäre Erosionsform muss als für die Auslösung einer kleineren Teilschuppe massgebend betrachtet werden. Entsprechend wäre im vordern Wäggital gegen W ein alter Abtragsraum vorauszusetzen, in den die Spitzbergschichten und ihre westliche Fortsetzung unter Deformation hineingepresst wurden. Infolge des ungefähr SSW—NNE (von den Aubrigen her) gerichteten Einschubes wurde das aus dem ursprünglichen Schichtverband losgelöste E-Ende der Spitzbergschuppe (der heutige S-Abbruch) vor der vordringenden Alpenfront relativ gegen W bewegt und mehr oder weniger senkrecht zu ihr gestellt. Zwischen den beiden Erosionslöchern funktionierte das heute noch normal ENE streichende Molassegebiet Spitzwald—Mutzenwald als trennender Sporn. Drei schematische masstäbliche Skizzen mögen den Vorgang dieser Reliefüberschiebung (im engsten Sinne des Wortes) erklären (siehe Fig. 3).

Südlich des Spitzberg-Abbruches treten zwischen normal ENE streichenden Kreide- und Flyschmergeln nochmals graue Mergel und Sandsteine auf, die von SCHARDT und ARN. HEIM (von letzterem mit Vorbehalt) zur Molasse gestellt werden. Wir haben hier offenbar im Flysch verschuppte Molassefetzen vor uns. ARN. HEIM denkt zwar an die Möglichkeit eines normal stratigraphischen Profiles Kreide—Eozän—Molasse (Lit. 77, p. 76), doch wird man hiezu füglich ein Fragezeichen setzen dürfen.

c) Zwischen Lowerzersee und Pilatus

stösst die S-fallende Nagelfluhplatte der Rigizone an Flysch-Kreide-Komplexe, die zur Bürgenstock-Teildecke (Righochfluh—Vitznauerstock—Bürgenstock) einerseits und zur Pilatus—Niederhorn-Teildecke

³⁵⁾ Im Profil des Wäggitaler Druckstollens I (Originale im Geol. Institut der E. T. H. Zürich) biegen nach den Aufnahmen von SCHARDT und MEYER die Spitzbergschichten aus der abgelenkten N-S-Richtung sogar noch in ein NE-SW-Streichen ein, so dass in diesem Querschnitt Molasse und Flysch (Leistmergel nach ARN. HEIM) ungefähr konkordant aneinander grenzen!

(Pilatus- Lopperberg und Basis von Rigihochfluh und Vitznauerstock) andererseits gerechnet werden. Dieser Sektor ist durch zwei Phänomene besonders ausgezeichnet, nämlich durch das klassische Erosionsloch der Bürgenstocknische und durch die altbekannten, aufgeschürften Nagelfluhen des Tiefenbach bei Gersau. Nähere Angaben findet man bei BUXTORF (Lit. 29, p. 16—20; Lit. 31, p. 37—41; Lit. 33, p. 291—301) und ARN. HEIM (Lit. 68, p. 453—454; Lit. 78, p. 226—227). An dieser Stelle mögen einige wenige Andeutungen genügen.

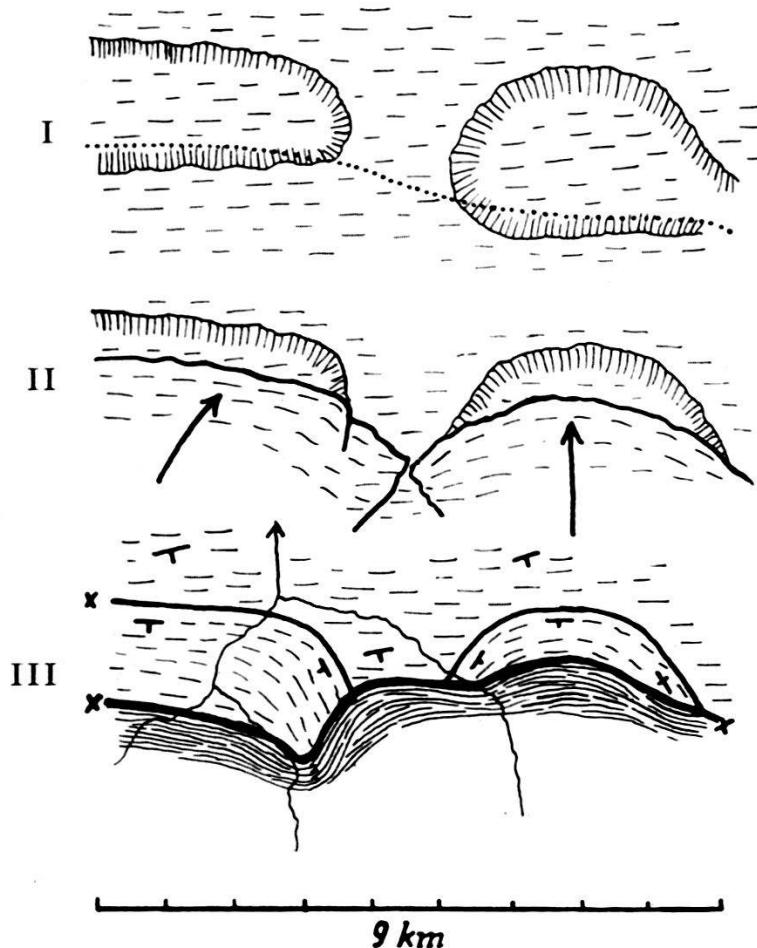


Fig. 3. *Entwicklung der Reliefüberschiebung der Melchterli- und der Spitzberg-Schuppe.*

Auf die plötzliche Reduktion der Rigiserien gegen SW wurde bereits p. 120 kurz hingewiesen. Der gewaltige Abbruch muss als Abbild grossartiger, vor dem Anschub der helvetischen Randketten erfolgter Erosionsvorgänge gedeutet werden. Es ist das Verdienst ARN. HEIMS, zuerst auf diese Möglichkeiten aufmerksam gemacht zu haben, nachdem allerdings schon KAUFMANN ähnliche Gedanken angetönt hatte.

Im Querschnitt des Bürgenstocks, der in der unmittelbaren W-Fortsetzung des Rigiklotzes ruht und mit seiner mittleren Höhe so auffallend unter derjenigen

von Vitznauerstock und Hochfluh bleibt (grösste Tiefe des Erosionsloches!), ist vor dem Einschub des Bürgenberges wohl fast die ganze Riginagelfluh bis hinab zu ihrer Horwerbasis abgetragen worden. Die maximale Tiefe des Erosionsloches ergibt sich damit zu nahezu 3 km, wenn man sich dieses in die noch horizontale undislozierte Riginagelfluh eingesenkt denkt, zu gegen 4 km bei Annahme einer schon vorher mit etwa 30° nach S einfallenden dislozierten Rigizone. (Allerdings wäre, wie man sich leicht vorstellen kann, im ersten Fall trotzdem bedeutend mehr Material abgetragen worden als im zweiten.) Für die Tiefe der mit Flysch ausgepolsterten Nische von Buholz-Vitznau bestimmen wir in bezug auf den direkt östlich anschliessenden Nagelfluhsporn der Felmisegg mindestens 500 m bzw. 600 m. Die Angaben HEIMS (Lit. 78) sind jedenfalls eher zu hoch gegriffen. Die Breite der „Bürgennische“ wird von BUXTORF (Lit. 55, Fsc. X, p. 706) auf 10—15 km veranschlagt, „weil erst nördlich des Pilatus die untern Kalknagelfluhbänke der Rigiserie (Weggiserschichten) wieder einsetzen“. Frägt man sich aber, wo vor der Pilatusfront die bunten Riginagelfluhen wohl hingekommen seien und betrachtet auf der Geol. Vierwaldstätterseekarte das mächtige Vordringen der Pilatusstirn gegen N am Klimesenhorn, so wird man auch hier ohne weiteres zur Annahme ganz bedeutender abgetragener Molassekomplexe, d. h. zu einer beträchtlichen SW-Verlängerung der Bürgennische, gedrängt. Die neueste Publikation von BUXTORF (Lit. 33) bestätigt eine solche Vermutung in schönster Weise. Das von BAUMBERGER (Lit. 6) entdeckte flyschausgepolsterte Erosionsloch des Höolloch westlich der Kännelegg erweist sich darnach nur als Teil einer bedeutend grösseren Erosionsnische von Mühlmäss, die „ein fast 2 km betragendes Vorspringen der Molasse-Flyschgrenze zur Folge hat“ und für das nördliche Vordringen und die Faltenstauung der Pilatus-Decke, sowie für das Aufreissen des Lopperberg-Querbruches verantwortlich zu machen ist. Bürgen- und Pilatusnische bilden also zusammen das gewaltigste alte Erosionsloch zwischen Rhein und Aare, und der Kalknagelfluhzug der Kännelegg erscheint nur als sekundärer, gegen S vorspringender Molassesporn zwischen der westlichen, vom Pilatus eingenommenen Teinische und der östlichen Bürgen-Erosionslücke, in welche die alpine Deckenfront in den Stufen der Hochfluh, des Vitznauerstocks und des Bürgenberges nach Höhe und Tiefe gestaffelt eingebrochen ist.

Alte Erosionserscheinungen in der s. M. erweisen sich so gerade für den Sektor des Vierwaldstättersees als je länger je bedeutungsvoller, umso mehr, als auch die bemerkenswerte Diskordanzfläche, längs der die Rigi-Überschiebung auf der Birregghalbinsel die Krämerstein-Antiklinale und -Synklinale schief zum aquitanen Faltenstreichen amputiert, von BUXTORF (Lit. 33) neuerdings im Sinne einer alten Erosionsfläche am S-Rand des Aquitanien gedeutet wird. Die alte Erosion hat hier offenbar von S her durch die gesamte Rigizone hindurch noch auf die spätere aquitane äussere Zone übergegriffen.

Einen kurzen Hinweis verdient schliesslich noch das sogenannte Tiefbach-Konglomerat, das, schon ARN. ESCHER VON DER LINTH und F. J. KAUFMANN bekannt, teils zur Molasse, teils zum Flysch gestellt wurde. In seiner Hauptverbreitung bezeichnenderweise auf das Gebiet des die Flyschnischen von Buholz und Twärberg trennenden Birregg-Sporns nördlich Gersau beschränkt, betrachten wir dieses Tiefbach-Konglomerat heute mit BUXTORF (Lit. 31, p. 33—34) als aufgeschürfte Molasse-Kalknagelfluh der hangendsten Rigizerien (Scheidegg-Nagelfluh). Es ist einsteils mit Flysch verschuppt oder bildet andernteils im Gebiet von Eggen einen grösseren zusammenhängenden, direkt der Rigizone aufliegenden Komplex, sodass man hier fast von einer südlichen Molasse-Teilschuppe sprechen könnte.

Es ist demnach den vorstossenden alpinen Deckenstirnen eine gewisse aktive Aufschürfung und Umgestaltung des Molasse-S-Randes sicher nicht abzusprechen. Doch besteht diese tektonische Deformation sicherlich kaum in einer Aushobelung von Vertiefungen (tektonische Deutung der „Erosions“löcher) als vielmehr in der Zerstörung und Einebnung der die Erosionslücken trennenden, dem Vorschub besonders hinderlichen Molassesporne. Gerade die Verhältnisse am Tiefenbach, vor der Stirn des Birreggspones, weisen deutlich auf diese Zusammenhänge hin.

d) Zwischen Pilatus und Thunersee

bildet die Niederhorn-Teildecke (Schimberg-Schafmatt-Schrattenfluh-Hohgant-Sigriswilergrat) zusammen mit einem Saum sehr komplex zusammengesetzten subalpinen Flysches den N-Rand des alpinen Deckensystems. Als unmittelbar vorgelagerte Elemente der s. M. erkennen wir zwischen Rümlig und Gross-Emme die Hilfernzone, zwischen Gross-Emme und Thunersee die Blumenschuppe bzw. die Ralligschuppe.

Dort wo die flyschähnlichen Mergel und Sandsteine der Hilfern schichten direkt mit der subalpinen Flyschzone in Beziehung treten (dies ist z. B. der Fall zwischen Gross-Emme und Steinibach), ist die Grenze zwischen Alpen und Molasse auch heute noch nur sehr unsicher zu ziehen. Sie wird in manchen Fällen überhaupt nie genau festlegbar sein, wenn, abgesehen von der lithologischen Ähnlichkeit, noch Verschuppungen und Verknetungen von Flysch- und Molassemergeln auftreten. Derartige Verhältnisse erwähnt besonders SCHIDER (Lit. 140, p. 27) aus dem NW der Schrattenfluh, doch sind dieselben, da nach den Beobachtungen von FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 39) der S-Rand der Molasse auf der SCHIDERSchen Schrattenfluhkarte auf Kosten des „Flysches“ um etwa 300 m weiter nach SE zu verlegen ist, aufs neue zu überprüfen. Überhaupt wird man, nachdem sich nun da und dort „randliche Flyschmergel“ als zur Molasse gehörig erwiesen haben, der Molasse-Alpen-Grenze zwischen Rhein und Aare auch in Zukunft spezielle Aufmerksamkeit widmen müssen. Zuvor wäre einmal zu prüfen, ob sich Flysch- und Horwersandsteine sedimentpetrographisch etwa durch ihre Schweremineralführung irgendwie unterscheiden lassen. (Dass sich auf solchem Wege auch vielleicht die von FRÖHLICHER vertretene Parallelisierung Horwerschichten-Dachschiefer noch vertiefen liesse, hat A. von Moos an anderer Stelle bereits bemerkt.)

Das Phänomen aufgeschürfter Molasse innerhalb des subalpinen Flysches ist auch im betrachteten Abschnitt von verschiedenen Lokalitäten bekannt. MOLLET (Lit. 113, p. 34, Karte und Profile) erwähnt tektonisch aufgearbeitete Molasse-Kalknagelfluh aus der Gegend des Entlendurchbruches. FRÖHLICHER kartierte aufgeschürfte, an Quarzitgeröllen reiche Kalknagelfluh, sowie Einschlüsse grauer, spissiger, den Hilfern schichten nahestehender Mergel im Flysch der SE-Ecke von Blatt Escholzmatt. Das aufgearbeitete Konglomerat scheint zu der bunten Nagelfluh von Flühli in keiner Beziehung zu stehen.

Ein Schulbeispiel für die wechselseitigen Beziehungen zwischen den alpinen Randketten und den südlichsten Molassezonen ist von SCHIDER (Lit. 140, p. 29) und FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 39) aus dem Tal der Waldemme bei Flühli namhaft gemacht worden. Zwischen Schwändelifluh und Schrattenfluh existiert (nach den Darlegungen SCHIDERS) ein Unterbruch, der auf einen Streckungsbruch zurückzuführen ist. Die Kreidekette weist als Folge hievon eine scharfe Knickung

im Achsenstreichen auf, eine Erscheinung, die sich nun innerhalb der vorgelagerten s. M., in den Hilfenschichten des Spirbergs, mit aller wünschenswerten Deutlichkeit wiederholt. Bei Flühli stossen die zwei verschiedenen Streichrichtungen mit scharfem Knick aufeinander, die Azimutdifferenz beträgt etwa 40° . Gegen den Hellschwandbach hin vermindert sich dieselbe rasch. Die Bäuchlenzone streicht wieder normal von SW nach NE durch.

Die Frage nach der Ursache dieser Knickstelle ist nicht eindeutig zu beantworten. Hat ein gegen S vorspringender Molassesporn die Kreideketten zur Streichdivergenz und zum Streckungsbruch gezwungen, wobei er selber noch deformiert wurde? Oder war die Knickung in der alpinen Randkette etwa infolge ungleichen Schubes das primäre und wurde sie den Hilfenschichten einfach sekundär aufgezwungen? Im Gegensatz zu ALB. HEIM, für den die 1. Möglichkeit ohne weiteres als die zutreffende erscheint, und für den der Sporn von Flühli ein Homologon zum Sporn von Gersau darstellt (Geologie der Schweiz, Bd. II, p. 420), erachten wir gerade die 2. Möglichkeit als die wahrscheinlichere. Nicht nur im Hinblick auf die beim Speerknick besprochenen Verhältnisse, sondern auch aus dem Grunde, weil wir kaum annehmen können, dass die (trotz teilweise beträchtlicher Sandsteineinlagerungen) relativ leicht deformierbaren, plastischen, auch morphologisch kaum zur Spornbildung befähigten Spirbergschichten die starre und mächtige Kreidekette derart weitgehend zu deformieren imstande waren. Es sei denn, man wolle im Talgrund südlich Flühli eine grössere, starre, in der Tiefe verborgene Nagelfluhmasse voraussetzen, deren Bremswirkung für die Knickung und Sprengung der Kreidefalten verantwortlich zu machen wäre. Dann müsste man gerade hier im subalpinen Flysch grössere Komplexe aufgeschürft Nagelfluhen erwarten, solche fehlen aber nach den Aufnahmen SCHIDERS völlig.

Eine zum Spirberg durchaus analoge, durch eigene Beobachtungen an Ort und Stelle bestätigte Erscheinung lesen wir übrigens auch aus der Schafmatt-Schimbergkarte von MOLLET heraus. Die Nagelfluhzone Heuboden-Eschitannen zeigt beidseits der Entlen verschiedenes Streichen. Die Azimutdifferenz der Streichrichtungen beträgt für die südlichsten Nagelfluhhorizonte gegen 40° . Ein entsprechender Kettungsknick ist zwischen Schimberg und Risettenstock ebenfalls vorhanden. Bei der Frage nach Ursache und Wirkung würde man hier nun wohl ohne weiteres die Nagelfluhzone als den „Stein des Anstosses“ für die Deformation der Kreidedecke betrachten. Berücksichtigt man aber umgekehrt die ganz bedeutende Deformation des starren Nagelfluhklotzes, so wird man zugeben müssen, dass es auch hier nicht eindeutig möglich ist, Ursache und Wirkung auseinanderzuhalten.

Auf alte Erosionserscheinungen im Bumbachgebiet (Gross-Emmetal) hat kürzlich H. HAUS (Lit. 62, p. 668) beiläufig wieder hingewiesen, nachdem schon KAUFMANN die fast W—E-streichenden Nagelfluhzüge bei Bumbach aufgefallen waren, die, wie er (Lit. 83, p. 447) sagt, „in sehr diskordanter Richtung“ auf die östlich in ihrer Fortsetzung liegende Flyschmasse der Habchegg zulaufen.

In dieses Erosionsloch der Habchegg ist nicht nur der subalpine Flysch, sondern nach p. 157 auch die Hilfenschuppe in „quasi-alpinem“ Verhalten diskordant zur Lochsitenberg-Bäuchlen-Schuppe gegen N vorgestossen.

Die prachtvolle Knickung des Streichens zwischen der Bumbachnagelfluh und den Serien des Lochsitenberg-S-Hanges und des Hörnli geht parallel mit der

grossen Streichdivergenz zwischen Hohgant einerseits und Schrattenfluh andererseits. Auch hier kann jedenfalls von einem passiven Verhalten des Molasse-S-Randes gegenüber dem Verlauf der alpinen Randketten keine Rede sein.

Wie die schon lange bekannten Verhältnisse bei Ralligen am Thunersee darlegen, ist hier die Blumenschuppe noch nicht das südlichste tektonische Element der s. M. Am S-Rand der oberstampischen bis aquitanen Guntener Nagelfluh folgt ein schmaler Saum von Kalksandsteinen (= Ralligsandsteinen) und grauen Mergeln, deren Zugehörigkeit zum Unterstampien von BAUMBERGER 1920 (Lit. 3) erkannt wurde.

Die stratigraphisch-tektonische Situation von Ralligen war B. STUDER schon 1825 bekannt (Lit. 146, p. 37ff., Tafel I, Fig. 2; Lit. 147, p. 115—117, 350, 376) und wurde von KAUFMANN (Lit. 83, p. 511ff., Atlas Tafel XXV, Fig. 1 und 5) eingehend beschrieben. Neuere Angaben findet man bei ARN. HEIM (Lit. 68, p. 454) und BECK (Lit. 21, p. 319ff.). Es ergibt sich daraus, dass die unterstampische Ralligschuppe, die westlich des Thunersees zu grösserer Bedeutung gelangt, als steil S-fallendes Mergel-Sandsteinpaket an die Schichtköpfe der fast horizontalen, gegen S abgeschnittenen Nagelfluhen des Lehmerngrabens angepresst ist, ähnlich wie die Schangnauschuppe an die Steinmöslifluh. Die Deutung des Nagelfluh-Randes als vor dem Anschub der Ralligschuppe durch Erosion entstandene Steilwand liegt auf der Hand.

Diese Verhältnisse sind indessen, worauf ARN. HEIM (Lit. 68, p. 454—455; Lit. 78, p. 227) zuerst hingewiesen hat, allem nach nur der Beginn eines viel gewaltigeren Erosionsloches, das wir jenseits von Thunersee und Aaretal im Bereich der Préalpes voraussetzen müssen. Wie die Rigizone am Vierwaldstättersee, so brechen auch die Nagelfluhen der Blumenschuppe gegen W, gegen den Thunersee, unvermittelt ab. In ihrer streichenden Fortsetzung liegen, 6 km vom Nagelfluhabbruch bei Thun oder 12 km von der Blume, wo die Thuner Nagelfluhen noch heute bis auf über 1400 m hinaufsteigen, entfernt, die Ralligsandsteinaufschlüsse des Uebeschisee auf etwa 650 m Meereshöhe. Die Tiefe der Erosionslücke darf also auf über 800 m veranschlagt werden; sie beträgt in Wahrheit wohl über 1000 m. Wir finden damit am W-Ende des betrachteten Gebietes wieder genau die Verhältnisse wie im E zwischen Appenzell und dem Rheintal. Wie dort das Unterstampien der Eugsttobelzone in die Fähnernnische, so ist hier die Ralligschuppe in „quasi-alpinem“ Verhalten in die Erosionslücke westlich Thun vorgestossen. Und wie im E die Säntis-Decke in ein präalpines Rheintal eingebrochen ist, so erfüllen auch hier im W die Schubmassen der Préalpes einen Depressionsraum, der in seiner Anlage wenigstens zum Teil auf präalpine Erosionsvorgänge zurückgeführt werden mag.

G. Das Strukturbild der subalpinen Molasse.

1. Die Strukturelemente.

Überblicken wir, Rückschau haltend, die während unserer regionalen Betrachtungen angetroffenen tektonischen Verhältnisse, so lassen sich in der s. M. zwischen Rhein und Aare folgende strukturelle Elemente auseinanderhalten:

a) Normale Faltenstrukturen: einfacher Gewölbe- und Muldenbau. In reiner Form ist dieses Strukturbild nur im miozänen Vorland verwirklicht. Es sind die meist flachwelligen Verbiegungen im Raume nördlich der Zulg und im Bramegggebiet, die hieher gehören. In zweiter Linie folgen sodann die normalen Anti- und Synkinalen einerseits innerhalb der sog. antikinalen Zonen (Fischenbach-, Birregg-, Krämerstein-, Altendorfer-Synklinale etc.; Gewölbe bei Berneck-Trogen), andererseits innerhalb der sog. überschobenen Zone (Schwarzflühli-Kridegg-Mulde, Synklinale von Ruobengschwend etc.). Kleinsynkinalen von der Art jener am Sommersberg, im Bömmelitobel, am Spreitenbach u. a. O. gehören als sekundäre Schleppungen an Überschiebungsrändern eigentlich nicht hieher. Ob die sog. Randflexur der Molasse (ALB. HEIM) als gewöhnliche Faltungerscheinung zu bewerten ist oder auf isostatische vertikale Bewegungen zurückgeführt werden muss, wird an anderer Stelle zu diskutieren sein.

b) Einen besonderen Antiklinaltypus repräsentieren jene Molasse-„Gewölbe“, die sich an Stelle horizontaler Gewölbebiegungen durch eine senkrechte Kernzone auszeichnen. Als weiteres Merkmal kommt hinzu die in bezug auf die geometrische Antiklinalachse von innen nach aussen zunehmende Divergenz der Antiklinalschenkel, nach Art eines nach unten geöffneten Fächers. Da dieser Antiklinaltypus für die s. M. gewissermassen charakteristisch ist — es gehören hieher die A₁ und A₂ der Ostschweiz, die Feusisberg-, Etzel-, Würzenbach-, Birregg-, Krämerstein-Antiklinale der äussern Zone, die Biltener und Wandfluh-Hilfern-Antiklinale der innern Zone u. a. m.), und weil unter einer Antiklinale gewöhnlich ein normales Gewölbe verstanden wird, scheint uns ein spezieller Name für diese Sorte von Molasse-antikinalen durchaus gerechtfertigt. Wir schlagen hiefür die Bezeichnung *Molasse-Antikline* vor³⁶⁾. Die Antiklinen haben alle dasselbe Merkmal, dass in ihnen im Gegensatz zum gewöhnlichen Gewölbe der normale Schichtzusammenhang zwischen den Antiklinalschenkeln abgerissen ist. Ihre zentrale Steilzone — identisch mit der „Antiklinalzone im engern Sinne“ von KAUFMANN und GUTZ-

³⁶⁾ Entsprechend kann man bei Molassesynkinalen ohne Muldenbiegung, bei denen der Übergang von einem zum andern Synkinalflügel ebenfalls durch saigere Schichten vermittelt wird, von Synklinen sprechen.

WILLER — ist, wie das Studium guter Querprofile (Sitter-Urnäsch, Fischenbach, Etzelstollen etc.) lehrt, durchwegs als eine Quetschungszone mit allen kleintektonischen Details (Ausquetschungen, Zerreissungen, Torsionen, Gleitflächenscharren parallel zur Schichtung, Scheerflächen, Kalzitadern u. a. m.) entwickelt. Diesen Verhältnissen entsprechend sind die Antiklinalschenkel bald mehr bald weniger gegeneinander verstellt, die Antikline ist in ihrem Kern mehr oder weniger stark in sich überschoben. Derartige Scheitelbruchstörungen können zu eigentlichen Aufschiebungen grossen Ausmasses Anlass geben.

Über die Entstehung der Molasseantiklinen ist man sich bis heute noch nicht ganz im klaren. Sicher ist jedenfalls das eine, dass sie in ihrer Anlage auf normale Antikinalen zurückgehen. Dafür spricht schon die Zwischenschaltung von normalen Synkinalen (z. B. im Fischenbachprofil), sowie die lokale Erhaltung von Gewölbestrukturen (z. B. bei Berneck). KESSELI (Lit. 86) z. B. denkt an eine sekundäre Pressung einer durch Erosion bereits stark aufgeschlossenen normalen Antiklinale, indem die saigere Einstellung der gequetschten Kernschichten auf fehlende Belastung von oben schliessen lasse. Er erblickt in der Existenz von Antikinalen direkt den Beweis für eine Zweiphasigkeit der Molassedislokation. Bei ARN. HEIM (Lit. 76, p. 30; Lit. 77, p. 78; Lit. 78, p. 228) steht die divergente Stellung der Schenkelschichten und die daraus sich ergebende (scheinbare?) Schichtmächtigkeitszunahme nach unten im Vordergrund. Er spricht daher von Diapirfalten im ersten Stadium, von Pseudodiapiren und denkt an Auffaltung während der Sedimentation.

c) Die Schuppenstruktur der s. M. ist gebunden an das Auftreten von Schubflächen. Solche kommen auf verschiedene Weise zustande: Einmal kann es sich um eigentliche Scheerflächen handeln, die einen Gesteinskomplex quer durchschneiden, ohne an bestimmte Oberflächenstrukturen gebunden zu sein. Hierher gehören also vor allem auch die gewöhnlichen Brüche. Dann können Gleitflächen sich entwickeln aus überliegenden Falten unter Reduktion (Auswalzung und Zerreissung) der Mittelschenkel. Welcher Fall tritt nun bei der s. M. in Erscheinung? Für die allgemeine Beurteilung der Schubflächen (Aufschiebungen, Überschiebungen) in der s. M. zwischen Rhein und Aare sind folgende Feststellungen von Bedeutung:

I. Auffallend ist zunächst die grosse Steilheit der Schubbahnen. Ihre Neigung beträgt — von Ausnahmen abgesehen — durchschnittlich über 50° , sehr oft aber 60 — 80 oder auch 90° . Als besonders charakteristische Beispiele seien angeführt: Die Teufelsmauer-Regelstein-Aufschiebung, die Stoss-Aufschiebung, die Spreitenbach-St. Jost-, die Rempen-, die Hilfern-Aufschiebung (vor allem zwischen Entlen und Waldemme), die Rigi-Aufschiebung (speziell zwischen

Eigental und Waldemme) u. a. m. Überhaupt sind manche Überschiebungen (so z. B. auch die Rigi-Überschiebung am Vierwaldstättersee) in der Natur tatsächlich meist steiler als manche von der Voraussetzung eines einseitigen Deckschuppenbaues bewusst oder unbewusst beeinflusste Profile dies darstellen.

Wirklich flache Gleitbahnen — man vergleiche etwa die Rigi-Überschiebung im Bereich der Birregghalbinsel (hiezu Profile Nr. 5, 7 und 8 zur Geol. Vierwaldstätterseekarte; Profil V, p. 717 in Lit. 55, Fasc. X; Lit. 33, p. 299) — sind selten und offenbar Ausnahmen. Dies zeigt besonders klar der Fall der soeben erwähnten „Birregg-Überschiebung“. Hier herrscht zwischen dem flachen Fallen der Schubfläche und dem bedeutend steileren Schichtfallen im überschobenen Hangendkomplex eine ausgesprochene Diskordanz. Im Gegensatz hiezu zeigt sich etwa im Bäuchlenprofil eine relative Konkordanz zwischen Schubfläche und Schichtfallen in der Bäuchlenschuppe. „Relativ“ deshalb, weil wohl zwischen der Schubfläche und den tieferen Bäuchlenserien Konkordanz herrscht, die Fallwinkel nach oben aber stetig abnehmen, sodass zwischen der Schubfläche und den hangendsten Serien im ganzen doch eine gewisse Divergenz herrscht. Die gleiche Erscheinung zeigt sich auch an der Rigi, am Speer, am Gäbris u. a. O. sehr schön, sodass derartige „Schuppen“ schon rein geometrisch zunächst als halbe Antikinalen aufgefasst werden können.

Aus der relativen Konkordanz zwischen Gleitbahn und Schubmasse ziehen wir vorderhand den Schluss, dass in allen diesen Fällen derartige Überschiebungen nicht aus Scheerflächen hervorgegangen sind. Anders verhält es sich allerdings mit der Birregg-Überschiebung (siehe oben).

II. Wie aus dem regionalen Teil unserer Arbeit bereits hervorgeht, ist es möglich, die Mehrzahl der besprochenen Molasseaufschiebungen grösseren oder kleineren Ausmasses mit dem Verlauf bzw. der Fortsetzung von Antikinal- und Synkinalachsen in Beziehung zu bringen. Besonders klare Verhältnisse liegen namentlich in der östlichen Schweiz vor. Die Teufelsmauern-Aufschiebung verläuft im Kern der A₁, die Stoss-Aufschiebung installierte sich in der A₁ und A₂ ursprünglich verbindenden Synklinale. Die St. Jost-Spreitenbach-Aufschiebung geht aus der Birregg-Synklinale hervor, die Speer-Aufschiebung aus dem Scheitelbruch der Biltener Antiklinale (-antikline!), die Rempen-Aufschiebung ist wiederum antikinaler Natur, ebenso ihre Fortsetzung an der Basis der Nesslau-schuppe. Die Hilfern-Aufschiebung südlich der Farnern ist zunächst aus der Fortsetzung der Schwarzflühli-Kridegg-Mulde abzuleiten. Sie geht dann über in eine Aufschiebung, die sich aus der Scheitelbruchstörung der Hilfern-Antikline entwickelt hat usw. Und schliesslich sei auch an die Antiklinen selber erinnert, deren Kernzone

von kleineren und grösseren Verstellungsflächen durchzogen wird (A₂ der Ostschiweiz, Kernaufschiebung der Würzenbach-Antiklinale bei Luzern u. a. m.).

Wir kommen so zum Ergebnis, dass die Grosszahl der Molasseschubflächen weder Scheerflächen darstellt noch aus überliegenden Falten bzw. reduzierten, ausgewalzten Mittelschenkeln abzuleiten ist. Diese Molassegleitbahnen folgen den Scheitellinien (Achsen) von Antikinalen (Antiklinen) und Synkinalen (Synklinen), d. h. den primären Schwächezonen dieser Strukturelemente; sie sind somit, nicht zuletzt mit Rücksicht auf ihre Steilheit, geologisch als Synkinal- bzw. Antikinal-Längsscheitelbrüche zu bezeichnen. Die „Schuppenstruktur“ der s. M. geht also zurück auf einen primären Antikinalen- und Synkinalenbau, der sekundär an Längsbrüchen³⁷⁾ verstellt wurde. Sie ist also gewissermassen gar keine echte Schuppenstruktur, sondern der Sonderfall einer bestimmten Art Bruchfaltung.

Wir leiten also auch die Hauptaufschiebung der s. M. zwischen Rhein und Aare, die Rigi-Bäuchlen-Aufschiebung, aus dem Scheitelbruch einer einst akzentuierten Antikline ab, deren N-Schenkel heute in der Tiefe verborgen liegt. Es mag sein, dass diese Rigi-Antikline, wie übrigens andere auch (z. B. A₂), schon primär infolge der Verteilung der Nagelfluhkomplexe eine gewisse Asymmetrie bzw. einen gegenüber dem nagelfluhreichen S-Schenkel etwas verkürzten N-Schenkel aufwies. Übrigens denkt auch BUXTORF (Lit. 55, Fasc. X, p. 704; Lit. 33, p. 299) an eine ursprüngliche Rigi-Antiklinale (wir sagen wohl besser Antikline, weil es sich hiebei zweifellos um ein stark aufgefaltetes und ausgeprägtes Grosstrukturelement gehandelt haben muss), deren Scheitellinie, durch alte Erosion bereits geschwächt, die Ursache zur Anlage eines Scheitelbruches und der daraus sich entwickelnden Rigi-Aufschiebung gewesen sei.

Unsere Deutung der Molasseschubflächen unter Betonung ihrer im allgemeinen bedeutenden, der saigeren Lage sich nähernden Steilheit bringt es mit sich, dass der Vertikalkomponente der s. M.-Dislokation auf Kosten der Horizontalverschiebungen wieder grössere Bedeutung beigemessen wird, als die letzte Entwicklung der Molassetektonik dies tat (siehe z. B. das Rigiprofil BAUMBERGERS in Lit. 11, wo eine flache Rigi-Überschiebung eine minimale Überschiebungsbreite von etwa 20 km bedingt!).

Indessen gibt es in der s. M. selbstverständlich auch Spezialfälle von Schubflächen, die eine andere Deutung verlangen. Hieher gehört vor allem die bereits mehrfach erwähnte „Rigi-Überschiebung“ im Profil der Birregghalbinsel.

³⁷⁾ Es ist reine Gefühlssache, von welchem Neigungswinkel an wir einer derartigen Verstellungsfläche „Längsverwerfung“ bzw. „Scheitelbruch“ oder „Überschiebung“ sagen wollen. Für den Fall der s. M. scheint uns die Bezeichnung „Aufschiebung“ die beste zu sein.

Diese Birregg-Überschiebung (und vielleicht auch noch ein Stück ihrer Fortsetzung westlich des Vierwaldstättersees) unterscheidet sich in doppelter Hinsicht vom Normalfall der Molasseaufschiebungen: durch die bedeutende Diskordanz zwischen Schubfläche und Schubmasse und durch die auffallende Flachheit der Schubbahn. Und da sie ausgerechnet dort in Erscheinung tritt, wo die Rigischuppe ihr gewaltigstes Erosionsloch aufweist, drängt sich die Frage auf, ob überhaupt Birregg- und normale Rigi-Aufschiebung miteinander identisch seien. Wir deuten die Verhältnisse folgendermassen: Die Birregg-Überschiebung besitzt alle Merkmale einer Scheerfläche (Diskordanz!). Doch kann sie als solche nicht das ursprünglich flachgelagerte Stampien der Rigizone von S nach N aufsteigend quer durchsetzt haben, da in diesem Falle die Schubmasse flacher eingefallen müsste als die Gleitbahn. Als mögliche Lösung bleibt dann noch die Annahme, dass im Querschnitt der Birregghalbinsel die bereits „normal“ überschobene, durch alte Erosion in ihrer Mächtigkeit und Widerstandskraft aber äusserst reduzierte Rigizone vom Anprall (Brandung) der Bürgenstock-Decke nochmals derart erschüttert wurde, dass ihre oberflächlicheren Komplexe durch eine glatte Scheerfläche vom bereits aufgeschobenen Unterbau losgelöst und als selbständiges, aber durchaus lokales Teilschubpaket der Rigischuppe noch etwas weiter auf das aquitane Vorland vorgeschoben wurden. Eine weitere Voraussetzung für die Auslösung des ganzen Vorganges mag auch eine starke Abtragung und Einebnung des normalerweise als Stauwiderstand wirkenden aquitanen Vorlandstreifens im fraglichen Sektor gewesen sein, eine Vermutung, die durch die gerade auf das Birreggebiet beschränkte, ausserordentliche Diskordanz zwischen Aquitanien (amputierte Krämerstein-Antiklinale) und Scheerfläche eine wertvolle Stütze erlangt (vergl. p. 175). Siehe Tafel XIII, Profil 6a.

Schliesslich ist auch zu bedenken, dass primär „normale“ Molasseaufschiebungen sekundär bei den letzten Ausklingen der Dislokation (Deckenbrandung!) noch gewisse Deformationen erleiden können, die ihren ursprünglichen Schubflächencharakter zu verwischen imstande sind. Hiebei darf alten Erosionserscheinungen wenigstens auf beschränkterem Raume ein nicht zu verachtender Einfluss zugeschrieben werden (Anpassung an Erosionsränder, Reliefüberschiebungen etc.). Wir dachten an solche Möglichkeiten zum Beispiel beim Fall der flachen Hohrone-Überschiebung (siehe p. 130). Schliesslich haben wir oben alte Erosionsformen mit primären Schwächenlinien direkt für die Auslösung gewisser Gleitbahnen verantwortlich gemacht, während die südlichsten kleineren Molasserandschuppen (z. B. Schwägalp, Wäggital p. p., Ralligschuppe) wohl direkt durch translative Schiebung oder durch Scheerflächen bei der Brandung der alpinen Decken vom Gesteinsverband des Molasse-S-Randes losgelöst wurden.

d) Brüche. Reine Bruchstörungen sind, wie man übrigens schon lange weiß, für die tektonische Gestaltung unserer s. M. von durchaus untergeordneter und nebenschälicher Bedeutung. Es sei denn, man wolle die unter c) genannten, an Oberflächenstrukturen gebundenen Längsscheitelbrüche hieher zählen.

Immerhin fehlen aber Brüche der s. M. zwischen Rhein und Aare keineswegs völlig. Es handelt sich hiebei, soviel bis jetzt bekannt,

ausschliesslich um Querbrüche bzw. Querverwerfungen kleineren Ausmasses und durchaus lokalen Charakters: Querbrüche (genauer Verwerfungen) mit bis zu 50 m Sprunghöhe erwähnt FRÖHLICHER (Lit. 52, p. 38) aus der Bäuchlenzone. Aus dem Vierwaldstätterseegebiet hat KOPP (Lit. 89, p. 332) eine Reihe von Bruchstörungen namhaft gemacht, so mindestens 3 N—S verlaufende Brüche auf der S-Seite des Würzenbachtales mit horizontalen Sprüngen zwischen 2 und 50 m, Verwerfungen bis zu 10 m Sprunghöhe an der Kännelegg bei Horw, zwei ungefähr E—W streichende Brüche bei Hertenstein und endlich verschiedene, fast vertikale, sich kreuzende Brüche von wenigen m Sprunghöhe im Gebiet des Plattenbaches bei Vitznau. Von R. FREI (Lit. 49, p. 3—4) werden Querstörungen an der S-Seite des Aegerisees und im Raume Rotkreuz-Halbinsel Kiemen vermutet, doch scheint ihr strikter Nachweis nicht möglich zu sein. Aus der Ostschweiz hat GUTZWILLER keine einzige Querstörung namhaft gemacht. Im kleineren Ausmasse werden sie aber sicher auch hier existieren. Im Kräzerli-Schwägalp-Gebiet kennen wir u. a. einen Querbruch von 2 m Verschiebungsbreite. Wie an dieser Stelle beigefügt werden mag, konnte die von ARN. HEIM (Lit. 76, p. 37) erwähnte Verwerfung am Gebhardsberg-Pfänder durch unsere Beobachtungen nicht bestätigt werden.

Querstörungen (Querbrüche) grösseren Ausmasses glaubten ROLLIER (Lit. 132, p. 72) und R. FREI (Lit. 49, p. 4) zwischen Hohrone und Etzel-Feusisberg annehmen zu müssen. Der relative Verstellungs-sinn wäre dabei bei ROLLIER gerade umgekehrt wie bei FREI. Nach unseren obigen Ausführungen können indessen die tektonischen Elemente westlich und östlich des Sihl-Alpfluss-Durchbruches ohne die Annahme von Querstörungen normal streichend ineinander übergeführt werden. Ähnlich ist die von ROLLIER postulierte, in den Bereich des Aaretales fallende Querverschiebung nicht mehr aufrecht zu erhalten.

Das Zurücktreten bzw. Fehlen von Querstörungen grösserer Dimensionen und Längserstreckungen in der s. M. zwischen Rhein und Aare ist insofern von prinzipieller Bedeutung, als KRAUS (Lit. 90) bekanntlich zur Erklärung der Nagelfluhrythmen innerhalb der grossen Schuttfächer weitgehend Kippungsvorgänge um meridionale Achsen (= Querbrüche) angenommen hat. Die grosse Menge von Brüchen, die KRAUS auf Blatt Immenstadt (Allgäu) im Hinblick auf seine „Schütteltischtektonik“ kartiert hat, steht jedenfalls, sofern sie zutrifft, zum Kartenbild der schweizerischen s. M. in denkbar grösstem Gegensatz.

2. Zur tektonisch-stratigraphischen Übersichtskarte.

Auf die aus der Betrachtung unserer Übersichtskarte (Tafel XII) sich ergebenden Zusammenhänge und Parallelisierungen tektonischer

Elemente und stratigraphischer Einheiten braucht hier nicht mehr eingegangen zu werden. Es seien lediglich noch ein paar ergänzende Bemerkungen in bezug auf die Zerlegung der s. M. in einzelne Bögen, d. h. ihre Segmentierung, beigelegt.

Studieren wir den Verlauf des Molasse-Alpen-Kontaktes, d. h. den Innenrand der s. M. (wobei infolge der durch die Topographie bedingten scheinbaren Segmentierung besondere Vorsicht am Platze ist), so erkennt man sofort folgende 3 Hauptsegmente:

- a) Das Segment Thunersee–Vitznau (Birreggsborn).
- b) Das Segment Vitznau–Linth.
- c) Das sehr schwach bogenförmige, unvollständige, wahrscheinlich noch über den Rhein hinaus reichende Segment Linth–Rhein.

In den gegen die Alpen einspringenden Überschneidungswinkeln dieser Hauptsegmente liegen die 3^o grössten stampischen Nagelfluhfächer der s. M.: Im W die Blumenschüttung, am Vierwaldstättersee der Rigifächer und im E die Speer-Nagelfluhzone. Für die Anlage der genannten Segmente des Alpen-N-Randes sind also zweifellos diese starren Nagelfluhkomplexe massgebend gewesen; der Molasse-S-Rand hat hier den Verlauf der helvetischen Deckenfront im Grossen grundlegend beeinflusst, er selber verhielt sich eher passiv. Nur im Falle der Speerzone weist auch der Nagelfluhkomplex im einspringenden Winkel, wie bereits p. 172 erwähnt, einen deutlichen Streichungsknick auf. Man erkennt hier nun, dass im selben Sektor zufälligerweise auch das Überkreuzen des grossen ostalpinen und westalpinen Deckenbogensegmentes stattfindet. Aus diesem Grunde vermochten die primär durch die Nagelfluhzone segmentierten Randketten, verstärkt durch die Überlagerung einer grossalpinen, auf andere Ursachen zurückgehenden Segmentierung, auch noch der südlichsten Molassezone ihren Knick im Achsenstreichen sekundär aufzuzwingen. Nebenbei sei auf die interessante Erscheinung hingewiesen, dass von jedem Kettungswinkel aus grosse Quertäler die Nagelfluhzentren und das anschliessende Vorland durchbrechen: Im W die Furche Thunersee–Aaretal, im E das Linth-Quertal, dazwischen im Rigi-gebiet, hier gedoppelt, die Niederung Lowerzersee–Zugersee einerseits und das Seebecken Vitznau–Luzern andererseits. Über die möglichen Ursachen dieser Talanlagen haben wir uns S. 120 bereits geäussert.

Die Grosssegmentierung des Molasseinnenrandes weist, im Thunersee-Vitznaubogen besonders prägnant, eine weitere Untersegmentierung auf. Man erkennt die Sekundärbögen:

Ralligen–Gross-Emme,
Gross-Emme–Wald-Emme,
Wald-Emme–Gross-Entlen,
Gross-Entlen–Vierwaldstättersee.

Von den wiederum in auffallender Weise von Tälern durchbrochenen Kettungswinkeln weist nur derjenige der Entlen einen kleineren Nagelfluhkomplex auf, den man für die Kettung der alpinen Randdecken verantwortlich machen könnte. In den andern Fällen (Gross-Emme, Wald-Emme) ist in der s. M. selber keine direkte Ursache für eine Deformation des Alpenrandes ersichtlich, und da an allen diesen Stellen auch in der südlichsten s. M. prachtvolle Deformationen (Streichknicke) auftreten, so glauben wir weit eher annehmen zu müssen, dass hier die Segmentierung in den alpinen Randketten das primäre und die Ursache zur derjenigen in der Molasse war. Der Pilatusbogen zwischen Eigental und Vierwaldstättersee geht in seiner Anlage auf ein Erosionsloch (Nische von Mühlmäss) zurück, dasselbe gilt für das kleine, aber akzentuierte Segment im Trebsental (Wäggitaler-Gebiet). Zwischen Linth und Rhein zeichnet sich der Molasse-Alpen-Kontakt, abgesehen von dem durch das Erosionsloch östlich Appenzell bedingten Nord-Vorbiegen im Fähnergebiet, durch seinen auffallend geradlinigen Verlauf aus. Es ist dies umso bemerkenswerter, als man gerade hier mit dem Vorbranden der mächtigen Säntis-Decke ein N-Ausbiegen des Alpenrandes erwarten würde. Hier haben wir im Grossen in der Tat ein Argument für die Passivität des Molasse-S-Randes im Sinne ARN. HEIMS.

Die Segmentierung der zentralen und nördlichen s. M., am schönsten erkennbar etwa am Verlauf der Oligo-Miozän-Grenze zwischen Entlebuch und Rhein, ist bedingt durch die Verteilung der grösseren Nagelfluhkomplexe innerhalb der s. M. („Zwischengebirge“) einerseits und durch die grossen, als stauende Widerlager wirkenden miozänen Schuttfächer des Hörnli und des Napf andererseits. Sie ist daher weitgehend unabhängig von der Segmentation des Innenrandes der s. M. Der starre Nagelfluhklotz der Rigizone wirkte, wie alle grösseren Nagelfluhmassen, als selber nur schwer deformierbarer Druckleiter. Als Folge hiervon kam es vor seiner Front zur Anlage des ausgeprägten Zugerseesegmentes zwischen Luzern und dem Zürichsee. Vor den Nagelfluhen des Speerfächers müsste ein entsprechendes Verhalten erwartet werden. Statt dessen zeigt die Karte eine südliche Einbuchtung, eine Beugung zwischen Zürichsee und Thur. Man erkennt hier den Stauwiderstand des Hörnlifächers, der offenbar so gross war, dass hier — im Gegensatz zur Rigi, wo der Zugerseebogen ungehindert ins nagelfluhfreie Vorland zwischen Hörnli und Napf ausweichen konnte — das südliche Speer-Nagelfluhzentrum in mehrere Teilschuppen zersplitterte. Auf welche Ursachen geht nun die Beugung von Luzern und das N-Ausholen des Miozäns im Bramegggebiet zurück? Ein Stauwiderstand nördlich Luzern ist nirgends vorhanden, also muss die Ursache offenbar im S liegen. In der Tat erkennt man, dass gerade hinter der Beugung von Luzern das gewaltige alte Erosionsloch des Vierwaldstättersees liegt, wo die Reginagelfluhen schon vor der Dislokation der s. M. lokal so gut wie völlig abgetragen waren. Hier

musste jede N-Übertragung des Schubes durch die Rigizone plötzlich erloschen; die Folge ist ein lokal schwächerer Zusammenstau der s. M. in diesem Sektor. Der Zugerseebogen gehört daher zusammen mit dem Brameggbogen zu einem zwischen dem Hörlifächer im E und dem (etwa bei Entlebuch kräftig einsetzenden) Napffächer im W vorstossenden Grosssegment, das durch die „Bucht“ von Luzern zweigeteilt ist. An der Front des Zugersee- und Brameggsegmentes ist die obere Meeresmolasse³⁸⁾ steil gestellt oder sogar überkippt; vor den bremsenden, druckmässigen Widerlagern des Napf (zwischen Entlebuch und Marbach) und des Hörnli (zwischen Zürichsee und Rheintal), sowie gerade bei Luzern (Dietschenberg), wo die Druckwirkung primär schwach war, fällt sie mässig nach N.

Zwischen Thur und Linth verläuft der Aussenrand der s. M. ähnlich wie der Innenrand sehr geradlinig. Nur im E zeigt die gesamte A₁ ein deutliches Zurückschwenken ihres Achsenstreichen in die W-E-Richtung. Bei Schangnau zeichnet sich wiederum eine grosse Beugung ab, die gegen die Aare hin, vor der Front der Blumenschuppe, erneut zu einem Vorbiegen gegen N ansetzt (vgl. speziell das Achsenstreichen der Falkenfluh-Antiklinale). Indessen ist bei der Deutung dieser Erscheinungen im W Zurückhaltung geboten, da der Verlauf der tektonischen und stratigraphischen Linien, d. h. das ganze Strukturbild überhaupt, im Abschnitt westlich der Emme-Linie zur Hauptsache durch den alten miozänen Erosionsrand bedingt erscheint.

Zu den Verbiegungen in der Kartenebene gesellen sich auch solche im Längsprofil. Doch ist es bis heute noch nicht möglich, ein vollständiges Bild von den axialen Schwankungen der s. M. zu entwerfen. Im allgemeinen darf wohl gesagt werden, dass die zentralen Nagelfluhschüttungen tektonisch zu Kulminationen Anlass gaben, die Zwischengebiete zu Depressionen. Eine in den Sektor Speer-Regelstein fallende, die ganze s. M. ergreifende Kulmination scheint sich auch im Kartenbilde abzuzeichnen³⁹⁾. Eine sichere Kulmination weist die A₁ im Bereich von Urnäsch und Sitter auf; sie zeichnet sich auf der Karte in der Breite des Chattienstreifens vor der Gibriszone deutlich ab. Das Axengefälle gegen E ist auf dem linken Rheintalrand direkt feststellbar. Schon früher erwähnt wurde eine Kulmination der inneren Zone der s. M. zwischen Gstellfluh und Kridegg. Auch hier ist das östliche Axialgefälle im Gelände erkennbar. Man wird solchen axialen Schwankungen innerhalb der s. M. in Zukunft vermehrte Aufmerksamkeit schenken müssen, denn sie können für eine vertieferte Interpretation der Tektonik und für manche morphologischen Erscheinungen von Bedeutung werden.

³⁸⁾ Man betrachte die Burdigalien/Aquitanien-Grenze!

³⁹⁾ Die p. 123 erwähnte Teilkulmination der Hohrone liegt an ihrem W-Rand.

Noch 2 Fragen drängen sich bei der Betrachtung der Übersichtskarte auf: Die Frage nach der Abgrenzung der s. M. gegen die mittel-ländische Tertiärplatte und die Frage nach der Bedeutung der auf BAUMBERGER zurückgehenden Zweiteilung in innere und äussere Zone der s. M.

Als N-Rand der s. M. gilt seit KAUFMANN und GUTZWILLER „die nördliche Grenzlinie der alpinen Hebung“, d. h. die Grenze zwischen dislozierter und ungestört flachliegender Molasse. Ganz abgesehen davon, dass eine solche Linienziehung wegen des allmählichen Überganges so gut wie unmöglich ist, zeigt ein Blick auf die Karte sofort, dass eine derart definierte s. M. etwa im Aarequerschnitt dank der flachwelligen Verbiegungen nördlich der Zulg und im Seeland bis in den Jura hinein reichen würde. Man muss sich also, da eine Abgrenzung der s. M. aus Zweckmässigkeitsgründen nicht zu umgehen ist, nach einer anderen Abgrenzung umsehen. Hiefür käme z. B., falls eine die ganze Schweiz durchziehende einheitliche nördliche Antiklinale bestünde, die Scheitellinie dieser Antiklinale in Betracht. Nachdem aber eine nach der alten Anschauung vom Rhein bis zum Léman sich erstreckende „nördliche Hauptantiklinale“ mit der Feststellung ihrer axialen Endigung bei Marbach illusorisch geworden ist, und nachdem die nördliche Antiklinale schon zwischen Ricken und Sihl durch einen komplexeren Bau unterbrochen erscheint, empfiehlt sich aus Zweckmässigkeitsgründen als N-Grenze der s. M. zwischen Rhein und Aare der S-Rand der aus dem Mittelland gegen S sich heraushebenden oberen Meeresmolasse, d. h. die Miozän-Oligozän-Grenze. Vom Rhein bis nach Marbach als klare und einfache stratigraphische Grenzlinie im Kartenbild sich abhebend, fällt die vorgeschlagene Limitierung einzig zwischen Schangnau und der Aare zugleich mit einer tektonischen Linie (Aufschiebung der Blumen- bzw. Schangnau-Schuppe) zusammen.

Am Vierwaldstättersee hat BAUMBERGER — um noch den zweiten Punkt kurz zu streifen — eine gefaltete äussere und eine überschobene innere Zone der s. M. einander grundsätzlich gegenübergestellt. Da nun aber, aus andernorts bereits angeführten Gründen, die „Falten“ der äussern Zone nicht als gewöhnliche Antikinalen, sondern als bereits mehr oder weniger intensiv in sich verstellte, aufgeschobene Strukturelemente aufzufassen sind, ergibt sich schon daraus, dass sich äussere und innere Zone tektonisch keinesfalls prinzipiell, sondern höchstens graduell unterscheiden. Verfolgt man schliesslich die äussere Zone vom Vierwaldstättersee gegen E und betrachtet die in ihrem Bereiche sich entwickelnden Aufschiebungen grossen Stils, so erkennt man, dass die BAUMBERGERSCHE Zweiteilung der s. M. höchstens lokale, aber keinesfalls regionale Bedeutung hat und daher vielleicht besser fallen gelassen würde.

3. Das Problem der Molasse-Randflexur.

Verfolgt man etwa im Querschnitt Hombrechtikon-Insel Ufenau, die ungefaltete mittelländische Molasse von N gegen den Zürichsee hin, so beobachtet man, dass sie in der Gegend von Hombrechtikon zunächst in ein ca. 10° betragendes S-Fallen abzubiegen beginnt, um dann etwa bei Feldbach mit einem ebenso starken N-Fallen zum N-Schenkel der Feusisberg-Antiklinale anzusteigen. Das südliche Schichtfallen etwa auf der Linie Rüti-Hombrechtikon hat also in bezug auf die horizontale Molasse den Charakter einer Flexur. Eine entsprechende Erscheinung, d. h. ein schwaches S-Fallen existiert nach ALB. HEIM auch am Schnebelhorn und am Bachtel. Doch am klarsten ist diese Rückläufigkeit der Molasse an der Sihl erkennbar, wo sich, wie schon KAUFMANN bekannt war, an die flache Molasse des untern Sihltales (Albisschichten) im Gebiet von Sihlbrugg eine Zone $10\text{--}25^{\circ}$ betragenden S-Fallens anschliesst. Dieses flexurartige Schichtabbiegen der Molasse vor dem Anstieg zur eigentlichen dislozierten s. M. ist von ALB. HEIM (Lit. 66, p. 189 ff.) als die alpine Randabsenkung der Molasse bezeichnet und als Folge einer diluvialen, isostatischen, vertikalen Absenkung des gesamten Alpenkörpers gedeutet worden.

Wir haben uns an dieser Stelle (ohne weiter auf das Problem eintreten zu können) namentlich im Hinblick auf die flachwelligen Faltenverbiegungen der mittelländischen Molasse in der Gegend von Bern oder im Bramegggebiet wenigstens die Frage vorzulegen, ob diese Flexur des Zürichsee-Sihl-Gebietes nicht einfach als letzter, gleichaltriger oder vielleicht etwas verspäteter Ausläufer der gegen das Mittelland zu verebbenden Molassedislokation aufzufassen sei. HERBORDT (Lit. 79) hat denn auch nicht von einer Flexur, sondern von einer flachen Antiklinale mit anschliessender Synklinale gesprochen; ebenso bezeichnet ZINGG (Erläuterungen zum Geol. Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 7) die „Flexur“ als Antiklinale, die mit der „Antiklinale der Zürichseeterrassen“ zusammenfalle und von der Halbinsel Au nach Herschmettlen streiche. Zwischen ihr und der Antiklinale von Feusisberg würde sich entsprechend eine von Wädenswil über Stäfa nach Wolfhausen ziehende Synklinale einschalten. Zunächst sei betont, dass sich im N—S-Profil, wie aus den Verhältnissen im Sihlgebiet am klarsten hervorgeht (vgl. z. B. Lit. 66, Fig. 31, p. 190), das südliche Schichtfallen ohne Aufwölbung direkt aus den horizontalen Schichten entwickelt. Es handelt sich demnach geologisch jedenfalls nicht um eine Antiklinale, sondern um eine wirkliche Flexur. Man kann aber auch sagen, dass sich zwischen die Feusisberger bzw. Hohrone-Antiklinale und die horizontale Molasse im N einfach eine Synklinale einschalte, und es erhebt sich dann vom tektonischen Standpunkt aus die prinzipielle Frage, ob eine ausklingende reine Faltenbewegung überhaupt mit einer unter

das Niveau der ungestörten Schichtplatte hinabgreifenden Synklinale (Wellental) endigen könne.

Ein derartiger Fall wäre nur dann unmöglich, wenn sich der gefaltete Oberbau in einer gewissen Tiefe vom ungefalteten Unterbau längs einer glatten Abscheerungsfläche getrennt hätte. Denn dann muss die Faltenwelle mit einer Antiklinale (Wellenberg) ausklingen, die „Synklinale“ wäre somit die Folge eines flexurartigen Rücksinkens im Sinne HEIMS. Siehe A, Fig. 4.

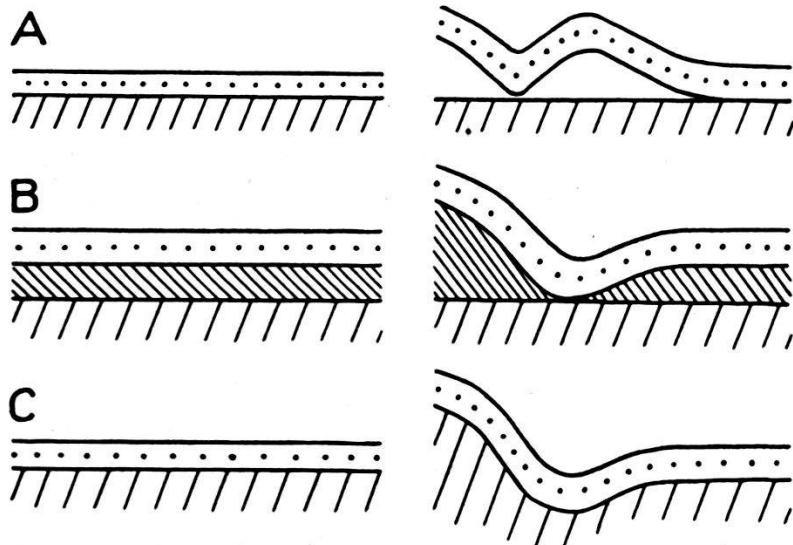


Fig. 4.

Eine flexurartige Faltenendung kann aber ohne weiteres eintreten, wenn sich zwischen gefaltetem Oberbau und starrem Unterbau eine plastische Ausgleichs-Zone von gewisser Mächtigkeit einschaltet (B), oder wenn die Faltenbewegung einen ganz bedeutenden Tiefgang mit Massenausgleich in grosser Tiefe aufweist (C).

Da die Voraussetzungen der beiden letzten Fälle B und C für die s. M. wohl am ehesten zutreffen, kann also vom molassetektonischen Standpunkt aus über den wahren Charakter der Randflexur nichts ausgesagt werden. Für die HEIMSche Deutung einer diluvialen Molasse-Alpen-Absenkung müssen daher andere, heute immer noch umstrittene Argumente (Rückläufigkeit des Deckenschotters, rückläufige Terrassen u. ä.) herangezogen werden. Hier sei, im Hinblick auf das zutreffende Postulat, dass eine Randflexur im Sinne HEIMS längs des gesamten N-Randes der s. M. erkennbar sein müsste, nur noch beigefügt, dass eine Randflexur westlich des Zugersees bis zur Aare nirgends mit Sicherheit festgestellt ist. Speziell sind die diesbezüglichen Vermutungen HEIMS und GERBERS in der Gegend von Bern durch die fortschreitende Feststellung flacher, wirklicher Faltenstrukturen illusorisch geworden, und RUTSCH betont denn auch, „dass von einer alpinen Randflexur, wie sie ED. GERBER in der Bernischen Molasse annimmt, keine Rede sein kann“ (Lit. 136, p. 19).

Auch der Übergang von der Rotenfluh-Antiklinale des Bramegggebietes zur mittelländischen Molasse gibt für die Existenz einer Flexur keine sicheren Anhaltspunkte. Doch ist bei alledem zu bedenken, dass eine Molasserückläufigkeit im Sinne HEIMS in dem (möglichen) Falle praktisch überhaupt nicht mehr erkannt bzw. von normaler Faltung getrennt werden kann, wo sie nicht mehr direkt an die flache Molassetafel anstösst, sondern innerhalb eines primär auch nur schwach gefalteten Gebietes verläuft.

H. Der Molasse-Alpen-Kontakt und das Alter der Molassedislokation.

1. Das Verhältnis zwischen Alpen und Molasse und seine Deutung.

C. ESCHER v. d. LINTH hatte als erster klar erkannt, dass die Kalksteinformation das Molassegebirge überlagere. Die alpinen Decken haben den Molasse-S-Rand überfahren, dieser sinkt S-fallend unter die alpine Deckenfront ein.

Ausnahmen von dieser Regel sind nur selten und als durchaus lokale Störungen, als Aufschürfungen zu bewerten: Im Rachentobel (Weissbachgebiet) stossen Nagelfluhbänke saiger oder bis 60° N-fallend an die Säntis-Decke an. Die scheinbar synklinale Schichtstellung in diesem südlichsten Molasseprofil durch die östliche Stockbergzone fällt zusammen mit bedeutenden Abweichungen von den normalen Streichrichtungen (siehe ARN. HEIM Lit. 75, p. 41 und Tafel II Profil 7; LUDWIG Lit. 108). Nordfallende Nagelfluhhorizonte erwähnt ARN. HEIM (Lit. 68, p. 446, Tafel VIII, Profil 3; Lit. 71, p. 637) vom Alpenrand am Flibach, und einen sozusagen senkrechten Molasse-Alpen-Kontakt zeichnet OCHSNER (Lit. 121, Profil IV, p. 654) südlich des Austock (Wäggital).

Derartige lokale Abweichungen im Zusammenhang mit einem da und dort zu beobachtenden Steilerwerden der Molasseschichten gegen den Alpenrand führten BURCKHARDT — und GUTZWILLER zum Teil — zur Annahme einer synkinalen Rückstülpung am Molasse-S-Rand. Heute wissen wir, dass KAUFMANN mit seinen, eine normale, S-fallend unter die Alpen einsinkende Molasseserie darstellenden Profilen recht hatte, und betrachten beispielsweise den über 2 km mächtigen Nagelfluhkomplex der Stockberg—Speer—Hirzli-Zone als den normalen S-Schenkel der Biltener Antiklinale.

Den ursprünglichen S-Rand der Molasse darf man mit ALB. und ARN. HEIM etwa auf eine Linie Sennwald—Näfels—Brunnen—Sachseln—Beatenberg—Zweisimmen—Villeneuve—Bonneville, d. h. in die „Senkungszone“ der Helvetiden, zurückverlegen. BECK (Lit. 19, p. 100) kommt auf Grund gewisser Überlegungen an Hand einer Isogammekarte sogar zu einer Linie Ragaz—Tödi—Münster im Goms—Goppenstein—Martigny. Nach ihm hätten die nördlichen Zentralmassive den einst sehr südlich gelegenen Molasse-S-Rand weitgehend verschoben. Jedenfalls beweisen die Verhältnisse im Val d'Illiez, dass

im Rhonequerschnitt das Unterstampien auf gegen 30 km Breite von alpinen Einheiten überfahren worden ist.

Es scheint in diesem Zusammenhange angebracht, darauf hinzuweisen, dass eine derartige Überschiebung der südlichen Molassezonen nicht ohne weiteres als „Normalfall“ zu betrachten ist. WEITHOFER (Lit. 150) betont, dass z. B. in Oberbayern der Alpenrand eine mehr oder weniger saigere Stossfläche darstelle. „Alpen und Molassegesteine liegen beiderseits dieser Störung stets nebeneinander“ und an anderer Stelle: „Die Alpen überfuhren die oberbayerische Molasse nirgends. Alles deutet darauf hin, dass die Molasse einfach durch die vorrückenden Alpengebirgsschichten vom Untergrunde aufgepflügt und, allmählich in Falten geworfen, bis zu ihrer heutigen Lage vor sich her geschoben worden ist.“.

Von den letzten alpinen Dislokationsbewegungen ist auch noch die Molasse mitergriffen worden. Die Verhältnisse im Grenzgebiet zwischen s. M. und Alpen sind daher für die Deutung des tektonisch-mechanischen Zusammenhangs und für die Datierung dieses Vorganges von ganz besonderer Bedeutung. Ihre Interpretation ist aber auch heute noch keine einheitliche, und es stehen sich vor allem zwei Anschauungen gegenüber, von denen die eine auf ARNOLD HEIM zurückgeht, die andere von BUXTORF und BAUMBERGER vertreten wird. Es sei versucht, die beiden Versionen einander in Kürze gegenüberzustellen, womöglich mit Worten der genannten Autoren selber.

a) Deutung ARNOLD HEIM, niedergelegt in 15 Thesen der grundlegenden Arbeit über die „Brandung der Alpen“ (Lit. 68), besagt, dass die Hauptfaltung der s. M. älter sei als der An- und Aufschub (= Brandung) der helvetischen Randketten. Begründung: Das Molasse-Nagelfluh-Gebirge verhält sich während der Deckenbrandung völlig passiv und bedingt durch sein primäres Relief (Erosionslöcher, Primär-Verteilung der Nagelfluhzentren) den Verlauf und die Tektonik der alpinen Randketten. Später (Lit. 78) wird die Studie von 1906 einer Revision unterzogen: Die Thesen 1—10 und 12—13 werden unverändert aufrechterhalten, Satz 11 im Sinne einer relativen Passivität etwas gemildert und Satz 14—15 dem neuen Stand der Molassestratigraphie angepasst. Als Kern bleibt somit: Annahme eines dislozierten, schon ganz oder nahezu gefalteten, schief gestauten und gehobenen Molassegebirges von bedeutendem Relief und ober-oligozänem Alter, Brandung der helvetischen Randketten an und auf dieses Gebirge im Obermiozän und Mittelpliozän, letzte unbedeutende Deformation des Molasse-S-Randes.

b) Deutung BUXTORF—BAUMBERGER, formuliert vor allem in BUXTORF Lit. 29 und 31 und BAUMBERGER Lit. 11, stellt fest, dass das heutige subalpine Molassegebirge erst durch das Vordringen der alpinen Decken am Ende des Miozän (Wende Miozän—Pliozän) geschaffen wurde. Die Molassefaltung ist eine Aufschürfung im Grossen an der Stirn der helvetischen Decken. Zwischen Deckenbrandung und Molassedislokation besteht absolute Abhängigkeit und Gleichaltrigkeit. Indessen sind weder Alpen noch Molassegebirge in einem

Guss am Miozänende entstanden. Es lassen sich noch ältere Baustadien herauslesen; so hat namentlich eine Dislokationsphase am Schluss der Oligozänzeit den Molassetrog in weitgehendem Masse umgestaltet.

Eine Diskussion der beiden Versionen ist auch im Rahmen dieser Arbeit unumgänglich. Sie hat sich zur Hauptsache auseinanderzu setzen mit den Fragen nach der Passivität des Molasse-S-Randes, den nächsten Ursachen der Molasse-Dislokation (Übertragung der Schubkräfte) und schliesslich nach dem Alter der einen oder mehreren Molasse-Dislokationsphasen. Über diese Punkte lässt sich auf Grund des derzeitigen Standes der Molasseforschung in der subalpinen Zone zwischen Rhein und Aare etwa folgendes sagen.

2. Die Frage nach der Passivität der subalpinen Molasse.

Die knappen Ausführungen unseres beschreibenden Kapitels über den Molasse-S-Rand dürften bereits dargetan haben, dass die Deformation desselben durch die alpinen Randketten eine recht bedeutende ist. Fälle, wie die Knickung der Speerzone, der Heubodenzone an der Gross-Entlen oder der Hilferschuppe am Spirberg, die überraschende Streichänderung im Bumbachgebiet beim Einschwenken der Honeggsschuppe in die Lochsitenberg-Bäuchlen-Zone, die aufgeschürften Nagelfluhen am Vierwaldstättersee und im Entlenprofil, die Deformation alter Erosionsränder beim Einschub alpiner Elemente (Weissbad) und nicht zuletzt auch eine starke Lokalverschuppung am Molasse-S-Rand, wie z. B. im Wäggitaler Gebiet (Melchterli- und Spitzberg-Schuppe) oder am Säntis-N-Rand sind mit HEIMS Satz 3 von der auffallenden Gleichförmigkeit der südlichsten Molassezone oder mit Satz 9 von der Unerschütterbarkeit des Nagelfluhgebirges nicht ohne weiteres vereinbar. Ferner erscheint uns eine weitgehende Parallelität des Streichens von Molasse-S-Rand und Deckenfront auch für den Fall einer Gleichzeitigkeit von Brandung und Molasse-dislokation nicht als unbedingte Voraussetzung. Divergenzen von 10 und mehr Grad, wie sie unter anderm am Säntis-N-Rand existieren, dürfen auch dann im Hinblick auf die Materialverschiedenheit der an der Stossfläche aneinandergrenzenden Massen sowie auf die Möglichkeit seitlichen Ausweichens (druckverteilende Wirkung zwischen geschalteter Flyschpolster) noch erträglich sein. Vor allem aber ist zu bedenken, dass der S-Rand der Molasse eine Erosions-, eine alte Landoberfläche darstellt, deren Raumlage nicht mit derjenigen der Schichtflächen zusammenzufallen braucht. Das mittlere Streichen der alpinen Randketten hatte sich also, sowohl bei Deutung a) wie b), dem Streichen dieser alten Oberfläche, nicht dem allgemeinen Schichtstreichen der Molasse anzupassen. Dass schliesslich auch ein senkrecht auf den Alpenrand zulaufendes Molassesstreichen (Spitzberg!) nicht mehr als unbedingter Beweis für eine ältere Molassedislokation und

gegen die Gleichzeitigkeit von Deckenschub und Molassefaltung (siehe ARN. HEIM Lit. 78, p. 226—227) angesprochen werden kann, dürften unsere Ausführungen von p. 173 mehr als wahrscheinlich gemacht haben.

Dass umgekehrt die alpinen Randketten in ihrem Verlauf und ihrer Lokaltektonik durch die Beschaffenheit des Molasse-S-Rands — wir denken einerseits an die primären Ablagerungsungleichheiten der Molasse-Sedimente, andererseits an das alte Relief des oligozänen S-Randes — weitgehend beeinflusst worden, braucht hier kaum näher ausgeführt zu werden. Eine gewisse Abhängigkeit im Verlauf des Alpenrandes von der Verteilung der grossen südlichen Stampien-Nagelfluhzentren ist, wie KAUFMANN, BURCKHARDT und ALB. HEIM von jeher hervorgehoben, unverkennbar, wenn auch, wie ARN. HEIM (Lit. 68, p. 455) bemerkt, das Vor- und Zurücktreten des Alpenrandes im Detail auf teilweise komplexere Ursachen zurückzuführen ist. Besonders eindrücklich erkennt man die Wirkung alter Erosionserscheinungen der Molasse, die zu Querbrüchen (z. B. Sax-Schwendi-Bruch), Faltenstauungen (z. B. Pilatus) oder Axialgefälten (z. B. Thunersee, Rheintal) in den alpinen Randketten Anlass geben.

Überblicken wir somit die Verhältnisse am Alpenrand zwischen Rhein und Aare, so ergibt sich, dass zwischen Molasse-S- und Alpen-N-Rand wechselseitige tektonische Beziehungen im Sinne einer relativ weitgehenden, gegenseitigen Anpassung und Angleichung vorhanden sind. Untersucht man weiter, was sich anpassungsfähig verhalten habe, die Molasse oder der Alpenrand, so wird man zugeben müssen, dass es nicht oder kaum möglich ist, Ursache und Wirkung klar auseinanderzuhalten und damit zu entscheiden, wo für die südl. s. M. eine relative Passivität aufhört und eine relative Abhängigkeit anfängt.

3. Die Frage nach den nächsten Ursachen der Molassedislokation.

Aus dem Ergebnis der obigen Ausführungen könnte weiter der Schluss gezogen werden, dass nunmehr der BUXTORF-BAUMBERGERSCHEN Deutung, wonach die Dislokation der s. M. eine unmittelbare Folge der Überschiebung des helvetischen Deckensystems, d. h. eine randliche Aufschürfung sei, keine Einwände mehr entgegenstünden. Dem ist aber unserer Auffassung nach nicht so.

Studiert man die neuesten, den Vorstellungen der betreffenden Autoren entsprechend konsequent nach der Tiefe ergänzten Profile durch die s. M. — es sei gerade vor allem auf die Darstellungen von BAUMBERGER (Lit. 11, Tafel VI und VII; Lit. 55, Fasc. I, Tafel VI) und von BUXTORF (Lit. 55, Fasc. X, p. 705), dann auch von FRÖHLICHER (Lit. 52, Tafel II) und von HAUS (Lit. 62, Fig. 3, p. 675) hingewiesen —, so fällt bei einem Vergleich der in Bewegung gesetzten Massen auf, dass die nach Deutung b) die Molasse aufschürfenden Schubmassen

der Helvetiden in keinem Verhältnis zu den gewaltigen Grosschuppen der Molasse stehen. Können, so frägt man sich mit ARN. HEIM bei der Betrachtung des Rigiprofils, Randdecken von der Grösse der Rigi-Hochfluh und des Vitznauerstockes, selbst unter Zuzug der südlicher gelegenen Teile von Drusberg- und Axendecke, einen Nagelfluhklotz von den Dimensionen der Rigi von seiner Unterlage abgeschürft und — an den Profilen von BAUMBERGER und BUXTORF gemessen — auf wenigstens 20 km Schubbreite vor sich her gestossen haben?

Bei diesen Überlegungen muss speziell berücksichtigt werden, dass wir den helvetischen Decken aus geophysikalisch-mechanischen Gründen heute wohl kaum mehr eine bedeutendere aktive Schubwirkung zusprechen dürften. Das tektonische Gesamtbild dieser Decken ist kennzeichnend für Gleitfaltungssysteme, und gerade die Erscheinung der Deckenbrandung am Molassegebirge spricht nicht zuletzt für diese Deutung. So branden nur freie, selbständig abgleitende Deckfalten.

Ein weiteres Hindernis, die s. M. als Aufschürfung vor der Helvetidenfront aufzufassen, erblicken wir in der Verschiedenheit des Faltungstiefganges. Nach den Darstellungen von BUXTORF und BAUMBERGER würde im Rigiprofil die Gleitfläche der Rigischuppe bei einer Tiefe von minus 3—5 km einsetzen, während der tiefste Punkt der helvetischen Hauptgleitbahnen von der Drusberg-Decke schon bei minus 1—2 km erreicht wird. Ist bei einem derartigen Verhältnis eine frontale Aufschürfung noch denkbar?

Zu den genannten, mit der Vorstellung einer aufgeschürften Molasse kaum in Einklang zu bringenden Überlegung, kommt ein weiterer, von P. BECK angetönter Punkt. BECK schreibt (Lit. 19, p. 95) u. a., dass die Verknüpfung einzelner Molassefalten (gemeint sind die flachen Antikinalen der Umgebung Berns und im Seeland) mit dem (inneren) Kettenjura das Vorhandensein einer tieferen, Alpen, Molasse und Jura umspannenden Gesetzmässigkeit nahelege. Hält man sich nun vor Augen, dass der Jura zum grossen Teil als „Molasse“-Faltengebirge aufgefasst werden kann, in dessen Antikinalkernen allerdings der mesozoische Untergrund zutage tritt, so wird man von selber zur Anschauung gedrängt, dass s. M. und Kettenjura den gleichen Druckkräften ihre Auffaltung verdanken, dass auch in der s. M. der mesozoische Unterbau in die Tektonik des (hier bedeutend mächtigeren) Molasseoberbaues mit einbezogen sein könnte, und dass infolgedessen für diese erweiterte, Molasse und Jura umfassende Schubwirkung nicht die aufschürfende Helvetidenfront verantwortlich zu machen sei, sondern die im Unterbau selbst wirk samen Kräfte. Das heisst mit andern Worten: Im Bereiche der Schweizeralpen sind für die Dislokation der s. M. (und des Jura) in erster Linie die von den nördlichen Zentralmassiven ausgehenden Schubkräfte massgebend, eine Anschauung, die bereits von BECK

(Lit. 19, p. 105) im Zusammenhang mit seinem Postulat der Allochthonie der Zentralmassive 1922 vertreten wurde. Der aktive Schub ging bei dieser Vorstellung vom kristallinen Unterbau aus, er wurde, da eine Druckübertragung vom Alpen-N-Rand bis zum Jura durch die heute noch ungestörte tertiär-mesozoische Platte des Mittellandes aus geophysikalischen Gründen kaum anzunehmen ist, zur Hauptsache in demselben nach N geleitet. Es ist daher sogar zu erwarten, dass nicht nur die mesozoische, sondern auch die kristalline Unterlage in dem Bau der s. M. irgendwie miteinbezogenen sei. Da eine weitere Diskussion dieser grundsätzlichen Frage über den Rahmen dieser Arbeit hinausgeht, sei wenigstens noch beigefügt, dass u. a. auch R. STAUB (siehe Profile zum „Bau der Alpen“ 1924, sowie in Lit. 141, 1934) und dann vor allem E. KRAUS (vgl. u. a. Lit. 93, Profil Fig. 1, p. 207, Text p. 206 ff.) schon weitgehend von solchen Vorstellungen Gebrauch gemacht haben. Wir müssen daher die Hauptstrukturanlagen der s. M. aus geodynamischen Gründen als eine unmittelbare Kraftäußerung der alpinen orogenen Endphase betrachten und die von BAUMBERGER und namentlich von BUXTORF vertretene Auffassung einer sekundär-nebensächlichen, mittelbaren „Aufschürfung im Grossen“ ablehnen. Das Abgleiten und die Brandung der Helvetiden (offenbar im Zusammenhang mit dem jungen Aufstieg der Zentralmassive) erfolgte, wie weiter unten noch auszuführen sein wird, im Sinne ARN. HEIMS erst nach der sozusagen völlig abgeschlossenen Dislokation der s. M. und vermochte die tektonischen Grundzüge nicht mehr zu erschüttern, wenn auch eine nicht zu verachtende Beeinflussung im Achsenstreichen (Segmentierung der s. M.), sowie eine zum Teil recht bedeutende Deformation des Molasse-S-Randes durch das in seiner Gesamtheit noch vorrückende Helvetikum (helvetische Decken + „Autochthon“) nicht ausser Acht gelassen werden dürfen.

4. Die Frage nach dem Alter der Molassedislokation.

Will man das Alter der Molassedislokation nach seiner Jugendlichkeit bestimmen, so gilt der Satz, dass die Dislokation der s. M. jünger ist als die von ihr noch ergriffenen Schichtserien (= oberstes Tortonien-Sarmatien) und älter als das nicht mehr Dislozierte (= Deckenschotter, sofern dessen Rückläufigkeit im Sinne ALB. HEIMS als mehr vertikaler, isostatischer Bewegungsvorgang von der eigentlichen Molassedislokation losgelöst wird). Die jüngste Phase der Molassedislokation fällt somit, wie schon lange bekannt (siehe z. B. ALB. HEIM, Lit. 66, p. 181 ff.), ins oberste Miozän = vorwiegend Pontien und ins Altpliozän = Präglazio bis Glazio-Pliozän nach P. BECK 1933. Gleichzeitig erhebt sich die Frage nach der untern Altersbegrenzung dieses Dislokationsvorganges. Sind ältere Baustadien in der s. M. erkennbar?

Von solchen „älteren“ Bewegungen ist gerade in der neueren Literatur da und dort die Rede. Am weitesten geht (und ging) in dieser Hinsicht ARN. HEIM, nach dem die Hauptfaltung der Molasse älter ist als die im Jungmiozän bis Altpliozän, vorwiegend wahrscheinlich im Sarmatien erfolgte Brandung der alpinen Randketten und infolgedessen ins jüngere Oligozän verlegt werden muss (Lit. 78, p. 231). Er folgert in seiner Vorarlberger Arbeit (Lit. 76, p. 30, 45, ähnlich auch Lit. 78) ein höheres Alter für die nördliche Hauptantiklinale, die als Schwelle schon zur Zeit des Aquitanien vorgezeichnet gewesen sein soll. Ebenso stammt die Vorstellung allmählicher Faltenstauung schon während der Sedimentation der s. M. von ARN. HEIM. BAUBERGER (Lit. 11, p. 207) versetzt den Beginn der Bauphase, welche das heutige tektonische Bild der s. M. geschaffen hat, wie wir an die Miozän-Pliozän-Wende, spricht aber, allerdings in sehr unklarer Weise, von „ältern Baustadien“, von welchen namentlich eine Dislokationsphase am Schluss des Oligozäns „den Molasetrog in weitgehendem Masse umgestaltet“ habe. Ob mit dieser Umgestaltung nur die N-Verlagerung des Miozäntroges oder auch eine gewisse tektonische Deformation gemeint wird, ist nicht ersichtlich. Von der Vorstellung einer schwachen Molassefaltung „frühestens Ende Oligozän“ macht auch BUXTORF (Lit. 55, Fasc. X, p. 704; ähnlich Lit. 33, p. 297) bei der Deutung der Rigi-Überschiebung Gebrauch. H. HAUS (Lit. 62, p. 674) nimmt diesen Gedanken auf, ohne sich allerdings über die Altersfrage zu äussern. Was sagt nun die s. M. selber zu solchen älteren Dislokationsvorgängen?

a) Jede ältere Molassefaltung müsste sich durch Diskordanzen zu erkennen geben. Und da erscheint es wieder einmal am Platz, mit Nachdruck darauf hinzuweisen, dass die Schichtfolge der s. M. in sich und unter sich harmonisch konkordant gefaltet ist. Wir kennen in der s. M. keine Diskordanzen, speziell weder zwischen dem Rupélien und dem Chattien noch zwischen dem Chattien und dem Aquitanien (für die Beurteilung dieser sonst nirgends direkt beobachtbaren Grenze kommt der Gärbriszone besondere Bedeutung zu), noch ganz besonders zwischen dem Aquitanien und dem Miozän, noch zwischen den miozänen Stufen unter sich. ARN. HEIM (Lit. 78, p. 228) vermutet zwar im Freiburgischen eine Diskordanz zwischen Aquitanien und Miozän. Doch ist diese Deutung, wie er selber zugibt, noch mehr als fraglich und die Erscheinung jedenfalls viel zu lokal. Eine einigermassen nennenswerte oberoligozäne Molassedislokation müsste sich in regionalen Diskordanzen äussern und wäre dann irgendwo sicher feststellbar. Das Studium der Oligo-Miozän-Grenze zwischen Rhein und Aare — wir untersuchten im Hinblick auf diese Frage speziell die guten Profile der Ostschweiz — ergibt nicht den geringsten Anhaltspunkt für eine auch noch so schwache Diskordanz. Dasselbe gilt auch für das Gebiet des Sommersberges, dessen Nagelfluhen unserer Überzeugung nach untermiozänen Alters sind, und

das infolgedessen wegen seiner alpennäheren Lage im S-Schenkel der A₁ in dieser Frage der Diskordanz eine besondere Rolle spielt.

Die allgemeine, einen mehrere 1000 m mächtigen Schichtkomplex umfassende Konkordanz der Molassesedimente — selbst lokale, sicher primäre Schichtdiskordanzen als Folge von Deltastrukturen oder Transgressionen sind geradezu seltene Erscheinungen — ist u. E. eine für orogene Sedimentation überraschende und aussergewöhnliche Erscheinung, an der man nicht ohne weiteres vorbeigehen darf.

Die Sedimentation und Dislokation orogener Serien steht ganz allgemein in unmittelbarer Beziehung zu den orogenen Bewegungen des Rücklandes, welches diese orogenen Sedimente liefert. Es darf daher *a priori* erwartet werden, dass sich orogene Bauphasen nicht nur in verstärkter Einschwemmung psephitischer Sedimente, sondern auch in stärkerer oder schwächerer Dislokation der bereits vorhandenen Vorlandsedimente selber widerspiegeln. Prächtige Beispiele dieser Art sind u. a. aus der devonischen Molasse Grönlands durch KOCH und BÜTLER bekannt geworden. Innerhalb der schweizerischen s. M. fehlen derartige durch Diskordanzen sich äussernde Erscheinungen. Obwohl wir aus den grossen Nagelfluhzyklen auf mindestens zwei alpine orogene Phasen schliessen müssen, und obwohl die bedeutenden Geröllgrössen für nächste Nähe der diese Konglomerate liefernden, unaufhaltsam auch N drängenden alpinen Einheiten sprechen, ist keinerlei direkte oder indirekte vor-obermiozäne Beeinflussung⁴⁰⁾ während der Sedimentation der Molasse erkennbar. Eine Erklärung für diese Tatsache ist vielleicht, wenigstens für den schweizerischen Sektor, die, dass die ungefähr den S-Rand des Molassetroges markierenden Zentralmassive schon früh (obschon noch nicht aufgetaucht) als starre Bremsklötze die nordwärtswandernden Decken zum Stillstand brachten und so den Sedimentationsbereich der Molasse selber vor tektonischer Deformation bewahrten. Alpine Einheiten hätten also die Linie der nördlichen Zentralmassive (die nach der BECK'schen allochthonen Auffassung ursprünglich allerdings bedeutend südlicher lagen) während der Molassesedimentation kaum je wesentlich überschritten, eine Annahme, die auch von R. STAUB (Lit. 141, p. 43—44) in Erwagung gezogen wird.

b) Bis vor kurzem war das jüngste bekannte Molasseschichtglied, das von älteren Molasseschuppen überfahren wurde, das Aquitanien (z. B. Rigiprofil). Nach den jüngsten Untersuchungen von HAUS ist nun aber an der Steinmöslifluh bei Schangnau Stampien an Helvétien angeschoben worden. Dieser tektonische Vorgang hat sich somit frühestens posthelvetisch abgespielt. Berücksichtigt man, dass für die Herausarbeitung der Erosionsnische ebenfalls ein gewisser Zeitraum nötig war, so kommt man mit HAUS zum Schluss, dass sich die Dislokation der s. M. frühestens im obersten Miozän, am wahrscheinlichsten überhaupt „nachmolassisch“ vollzogen hat. Zum

⁴⁰⁾ Und zwar sowohl im Sinne einzelner episodischer Dislokationsstadien als auch im Sinne allmählicher Auffaltung (Pseudodiapire ARN. HEIMS!), da sich auch letzterer Vorgang durch schwache Diskordanzen bzw. erkennbare Schichtauskeilungen gegen Antiklinalscheitel hin irgendwie bemerkbar machen müsste. Alle Bewegung im Molassetrog war also bis zum Pontien rein vertikaler Natur.

selben Resultat sind wir mit RUTSCH auf anderm Wege schon S. 168 gelangt. Sofern sich das untermiözäne Alter der Sommersbergnagel-
fluh bestätigt, ist am Stoss ebenfalls Oligozän auf Miozän aufge-
schoben, womit auch in der Ostschweiz ein Beweis für die Jugendlich-
keit der Molassedislokation erbracht werden kann.

Als Ergebnis dieses Abschnittes fassen wir zusammen, dass die um die Miozän-Pliozänwende stattgefundene Dislokation der s. M. die erste und letzte, mithin die einzige Bauphase überhaupt gewesen ist. Von den orogenetischen Phasen alpiner Gebirgsverdung hat somit, wenn wir mit R. STAUB den stampischen und miozänen Nagel-
fluhzyklen die tirolide bzw. die früh- und mittelinsubrische Phase koordinieren, erst die letzte, die spätinsubrische Phase, der im sedimentären, zeitlich immer etwas verspäteten Ablauf alpiner Schuttaus-
strahlung wohl in erster Linie die pliozän-pleistozänen Schotter entsprechen, die Molasse auch tektonisch umgestalten können. Oligozäne Baustadien sind in der s. M. nicht erkennbar. Alle sogen. „älteren“ Dislokationsphasen und Phasenfolgen, wie sie von ARN. HEIM u. a. postuliert wurden, müssen, sofern ihnen überhaupt reelle Bedeutung zukommt, in die nachmolassische, pontisch-pliozäne Zeit verlegt werden. Doch ist ohne weiteres anzunehmen, dass sich auch in diesem beschränkteren Zeitraum die Molassedislokation nicht in einem Guss, sondern in einzelnen Phasen vollzogen hat. KESSELI (Lit. 86) hat bereits aus rein tektonischen Gründen auf zwei durch eine Zeit relativer Ruhe (Erosion!) getrennte orogenetische Phasen geschlossen. Jedenfalls sind, da die Brandung der helvetischen Randdecken zeitlich zuletzt erfolgte, die Deformationen am Molasse-S-Rand als die relativ jüngsten eigentlichen Dislokationsvorgänge im Raume der s. M. zu taxieren.

I. Die Bedeutung alter Erosionsvorgänge in der subalpinen Molasse.

Es ist das Verdienst ARN. HEIMS, im Jahre 1906 zuerst auf die Bedeutung „alter“ Erosionserscheinungen am Molasse-S-Rand aufmerksam gemacht zu haben. Seither sind eine Reihe neuer diesbezüglicher Beobachtungen, Bestätigungen und Vermutungen zusammengetragen worden, die wir im regionalen Teil dieser Arbeit erwähnt haben. Es erscheint nötig, die daraus sich ergebenden Konsequenzen zu ziehen.

Alte Erosionserscheinungen kennt man heute nicht nurmehr am Molasse-S-Rand, sondern auch innerhalb der s. M. selber. Man kennt sie sowohl an stampischen Ablagerungen — es gehören hieher vor allem die gewaltigen Erosionslöcher am Vierwaldstättersee, dann die am Thunersee, am Bumbach, im Wäggitaler Gebiet, in der Speer-Stockberg-Zone, am Rheintalrand usw. — als auch aus dem Bereich

des Aquitanien, wobei wir an den Fall der Birregghalbinsel (siehe p. 175), der Hohrone (siehe p. 130), den E- und S-Rand der Kronbergzone⁴¹⁾ etc. erinnern. Alte Einebnung aus dem Gebiet der granitischen Molasse vermutet ALB. HEIM (Lit. 66, p. 187) auch westlich vom Zugerberg, „dessen mächtige Sandstein- und Nagelfluhmassen . . . mit dem W-Abfall abbrechen und westlich des Zugersees auf viel tieferes Niveau aberodiert sind“. Die auffallende Geländedepression westlich des Zugersees gegenüber dem prächtigen Hochplateau des Zugerberges muss in der Tat jedem auffallen, der dieses Gebiet einmal von der Rigi aus überblickt hat. Indessen haben wir für wirklich „präalpines“ Alter dieser Niveaudifferenz bisher noch keinerlei Anhaltspunkte. Alte Erosionskerben an miozänen Schichtfolgen hat kürzlich HAUS aus dem westlichen Entlebuch in eindrücklicher Weise aufgezeigt, nachdem BAUMBERGER schon lange die Auffassung vertreten hatte, dass die miozäne Bedeckung der aquitanen äussern Zone des Vierwaldstättersees ebenfalls vor der Dislokation ganz oder teilweise abgetragen worden sei. HAUS hat diesen Gedanken in erweiterter Form aufgenommen und auf den gesamten Bereich der nördlichen „Antiklinalzone“ zwischen Emme und Rhein übertragen. Können wir ihm darin für die Ostschweiz wegen des Fehlens irgendwelcher Anhaltspunkte nicht folgen, so müssen wir andererseits ohne weiteres zugeben, dass z. B. die heutigen tektonischen Verhältnisse zwischen Schangnau und der Aare überhaupt nur durch die Annahme weitgehendster Abtragung des Miozäns vor der Molassedislokation verstanden werden können und erblicken selber im Verlauf der Brameggfalten einen weiteren Beweis für alten Abtrag zum mindesten des oberen Miozäns.

Dass solche „prätektonische“ Abtragungen auf die Gestaltung des tektonischen Bildes nicht ohne Einfluss geblieben sind, ist ohne weiteres klar. Die Deformation der alpinen Randketten infolge des alten, kräftigen Reliefs am Molasse-S-Rand ist ein prachtvolles Beispiel dafür. Indessen darf der Einfluss von Erosionskerben auf die Struktur der s. M. selber auch nicht überschätzt werden. Zugegeben, dass der von HAUS in die Molasseliteratur eingeführte Begriff der AMPFERERSCHEN Reliefüberschiebung durchaus seine Berechtigung hat; aber wir können HAUS nicht folgen, wenn er sagt, dass „durch erosive Auskerbungen die Aufschiebungslinien für die stampischen Schuppen gleichsam vorgezeichnet worden“ sein könnten. Die Anlage und der Verlauf der Hauptstrukturlinien der s. M. geht auf tiefere, tektonische Ursachen zurück. Ein älteres Relief kann die primär tektonische Anlage einer Aufschiebung nur modifizieren, oder verwischen, und jedenfalls nur lokal und beschränkt wird es unmittelbar zur Auslösung kleiner Teilschuppen Anlass geben, eine

⁴¹⁾ Über die von uns schon lange vermuteten Erosionserscheinungen im Pfingstboden gebiet wird K. HABICHT (Zürich) demnächst berichten.

Vorstellung, von der wir selber bei der Deutung der Spitzberg- und Melchterli-Schuppe Gebrauch gemacht haben.

Überblickt man die Verteilung und Verbreitung der alten Erosionslöcher und -Nischen, die stets gegen S gerichteten Sporne zwischen solchen Abtragungsräumen und die stets nach S abbrechenden Erosionsränder und nicht zuletzt die Intensivierung der alten Erosion gegen den S-Rand der Molasse hin⁴²⁾, so gelangt man zwangsläufig zu dem weittragenden Schluss, dass der erosive Eingriff nicht von einer nördlichen, sondern nur von einer südlichen Erosionsbasis aus erfolgt sein muss. Das heisst also — ARN. HEIM hat diesen „ketzerischen“ Gedanken schon 1906 ausgesprochen —, dass die vom Oligozän und Miozän vor der Molassedislokation entfernten Abtragsprodukte gegen S verfrachtet wurden. Als weiteres Argument hiefür kann auch der Umstand angeführt werden, dass im nördlichen Molassevorland — wir stützen uns dabei speziell auf Beobachtungen aus der Ostschweiz — bis hinauf ins oberste Tortonien keine Ablagerungen bekannt sind, die selbst unter Berücksichtigung „frischer“ alpiner Beimengungen etwa als Umlagerungsprodukte der leicht kenntlichen stampischen Kalknagelfluhen gelten könnten. Die aus einem südwärts gerichteten Abtrag oligozäner und miozäner Molassegesteine sich ergebenden Konsequenzen führen nun in jeder Beziehung auf die von ARN. HEIM (Lit. 68, p. 459) schon 1906 geäusserten Gedankengänge, auf die für das folgende ausdrücklich hingewiesen sei. Und dies umso mehr, als auch die dort gegebenen zeitlichen Daten im Gegensatz zu späteren Publikationen (z. B. Lit. 78) als die richtigen betrachtet werden müssen.

Die Erosionserscheinungen am Molasse-S-Rand sind mit denen innerhalb der s. M. selber nach Form, Anlage und Verteilung offenbar das Ergebnis einer einzigen, zeitlich relativ beschränkten Erosionsperiode⁴³⁾. Nach BAUMBERGER (Lit. 11, p. 207) wäre für den Abtrag der stampischen Nagelfluhen am Molasse-S-Rand ein langer Zeitraum, nämlich das ganze Miozän, zur Verfügung gestanden. ARN. HEIM (Lit. 78, p. 227) möchte hievon das jüngere Miozän abrechnen, dafür das Aquitanien hinzufügen. Bedenkt man nun aber, dass bis hinauf ins jüngste Tortonien zum weitaus überwiegenden Teil frisches, nicht aus älterer Molasse umgelagertes alpines Material ins Molasse-Vorland hinaus verfrachtet wurde, so kann ein N—S gerichteter Abtrag am Molasse-S-Rand überhaupt erst in dem Moment einsetzen, wo die S—N gerichtete alpine Schuttzufuhr ins Vorland hinaus unterbrochen wurde, als jedenfalls erst posttortonisch. Damit

⁴²⁾ Auch scheint uns eine gewisse Akzentuierung der Erosionserscheinungen von E nach W, speziell was das Übergreifen auf miozäne Komplexe anbetrifft, nicht unwahrscheinlich.

⁴³⁾ Man darf das u. a. auch aus der negativen Tatsache schliessen, dass Erosionsvorgänge während der Ablagerung der s. M. (siehe unten) bisher nicht bekannt sind.

aber kommen wir mit den „präalpinen“ Erosionsvorgängen in den Zeitraum der Molassedislokation selber hinein; sie lassen sich im engsten Konnex mit der etwa um dieselbe Zeit einsetzenden Molassedislokation auch am zwanglosesten verstehen. Und so lässt sich der zeitliche Ablauf von Erosions- und Dislokationsvorgängen etwa folgendermassen rekonstruieren:

Oberstes Tortonien-Sarmatien: Unterbruch der alpinen Schuttzufuhr ins Molasseland infolge Ausbildung einer grossen Längsmulde (der nachmaligen helvetischen „Deckensynklinalzone“) am Molasse-S-Rand bzw. am N-Rand der nördlichen Zentralmassivzone. Ausbildung eines Längstalsystems, Enthauptung und Rückläufigkeit der alten Molasse-Flussläufe.

Pontien-Altpliozän: Dislokation (inkl. allgemeine Hebung) der s. M. als Folge „zentralmassivischer“ Schubwirkung. Intensiver, durch die Nähe und Tiefe der südlichen Erosionsbasis und durch die Hebung des Vorlandes begünstigter Abtrag der wurzelwärtigen (daher primär schwach entwickelten) miozänen Schuttfächerreste, sowie ihrer oligozänen Unterlage am S-Rand des in verschiedenen Phasen entstehenden Molassegebirges. Verfrachtung dieser Abtragsprodukte als pontisch-altpliozäne Äquivalente in die südliche Trogrinne.

Altpliozän-Pleistozän: Überschiebung (Abgleiten) der helvetischen Decken in bzw. über die Depressionszone hinaus (Senkungszone der Helvetiden!). Brandung am erodierten, in seinen Grundzügen fertigen Molassegebirge und letzte Deformation desselben⁴⁴⁾. Zudeckung der pontisch-altpliozänen Abtragsprodukte aus Molasse (und Alpen) bzw. Überbrückung der südlichen Trogrinne durch die helvetischen (und präalpinen) Decken: Erneute S→N gerichtete Schuttausstrahlung aus den Alpen ins Mittelland, eventl. mitteldiluviale Absenkung der s. M. mitsamt den Alpen (Randflexur).

Die oben besprochenen alten Erosionserscheinungen in der s. M. fallen nach unseren Ausführungen alle in die nachmolassische Zeit. Es erhebt sich daher von selbst die Frage, ob nicht auch „intermolassische“ Abtragsvorgänge von einiger Bedeutung bekannt sind, die sich irgend wann während der Molassesedimentation abgespielt hätten. Derartige Erscheinungen würden sich etwa darin äussern, dass jüngere Molassesedimente rinnenartig in ältere Serien eingreifen; sie dürften in den als relativ instabil geltenden orogenen Sedimentationsräumen im allgemeinen und in den mehr oder weniger „festländischen“ Nagelfluhzentren der s. M. im speziellen eigentlich erwartet werden. Indessen sind uns aus der s. M. solche Verhältnisse bisher nicht bekannt⁴⁵⁾. Man wird aber gut tun, diesen Möglichkeiten in Zukunft gebührende Aufmerksamkeit zu widmen. Intermolassische Abtragungs-

⁴⁴⁾ Mit diesem jungen Anschub der Helvetiden ist die Meinung R. STAUBS (Lit. 141, p. 44—45), dass das Miozän einst über die helvetischen Decken transgreidiert habe („suprahelvetisches“ Miozän), kaum mehr vereinbar, da sie voraussetzt, dass die „mise en place“ der Helvetiden zur Hauptsache vormiozän erfolgte.

⁴⁵⁾ Speziell ist aus dem Bereich der s. M. kein ins Oligozän eingreifendes Miozän bekannt, wie solches gemäss der BAUMBERGERSCHEN Vorstellung eines oligozänen Festlandstreifens doch irgendwo und irgendwie müsste festgestellt werden können.

vorgänge werden hingegen erwähnt aus dem nördlichen Transgressionsbereich der Molasse in der subjurassischen Zone (ALB. HEIM, AMSLER, siehe z. B. Lit. 66, Bd. I, p. 69—70 und Bd. II, p. 891), sowie aus dem Waadtlande, von wo BERSIER (Lit. 23, p. 113) von einem „ravinement“, einem „décapage très vraisemblablement sous-marin“ des obersten Aquitanien an der Basis des Burdigalien berichtet. In der s. M. macht man höchstens die seltene Beobachtung, dass etwa Nagelfluhbänke lokal rinnenartig, vielleicht 2—4 m in eine ältere Mergelunterlage eingreifen. Wir kennen solche Verhältnisse am Brendenbach bei Altstätten und am Weissbach südlich des Kronberges. Die Regel ist aber die altbekannte flächenhafte, eben-ungestörte Ausdehnung der Nagelfluhhorizonte und der Sandstein-Mergelbänke überhaupt. Aus dem Fehlen zwischenmolassischer Abtragungen von einiger Bedeutung darf der Schluss gezogen werden, dass sich der Molassetrog im subalpinen [Bereiche äusserst stetig senkte, ohne je vor-obermiozäne Hebungstendenzen zu zeigen, und dass Senkung und Sedimentation einander auffallend gut Schritt hielten.

K. Zur Erforschung der subalpinen Molasse.

In der Geschichte der subalpinen Molasse-Forschung, im Verlauf der Entwicklung und Interpretation des tektonisch-stratigraphischen Bildes, lassen sich im Prinzip zwei Epochen unterscheiden. Es sei zum Schlusse versucht, diese mit einigen kurzen Strichen zu skizzieren.

Mit B. STUDERS „Monographie der Molasse“ (1825) beginnt die eigentliche wissenschaftliche Molasseforschung, nachdem J. G. EBEL schon 1808 in seinem Werke „Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge“ eine Reihe bemerkenswerter Beobachtungen niedergelegt hatte. Die grundlegenden Untersuchungen F. J. KAUFMANNS (1860: Lit. 81; 1872: Lit. 82; 1886: Lit. 83; 1887: Lit. 84) nahmen ihren Ausgang am Vierwaldstättersee und reichten im W bis zur Aare, im E bis an die Sitter. Den ersten Beobachtungen J. C. DEICKES (1852: Lit. 40; 1854: Lit. 41; 1859: Lit. 42) in der ostschweizerischen s. M. folgten die Studien A. GUTZWILLERS (1871: Lit. 58; 1877: Lit. 59; 1883: Lit. 61) zwischen Rhein und Linth, und mit den Arbeiten von E. BAUMBERGER (1914: Lit. 2, Geolog. Karte des Vierwaldstättersees 1916), A. BUXTORF (1910: Lit. 29; 1916: Lit. 31), J. CADISCH (1923: Lit. 34), R. FREI (1914: Lit. 49), ALB. HEIM (1919: Lit. 66), ARN. HEIM (1906: Lit. 68; 1917: Lit. 71), H. MOLLET (1921: Lit. 113), L. ROLLIER (1902: Lit. 130; 1904: Lit. 131; 1911: Lit. 132) u. a. m. fand der erste Abschnitt subalpiner Molasseforschung gewissermassen seinen Abschluss. Die gewonnenen Anschauungen ergaben im Prinzip folgendes Bild: Die s. M. umfasst eine Reihe einfacher Grossgewölbe und Grossmulden (die Antiklinalen A₁—A₃, die Synklinalen S₁ eventl. S₂), die teilweise vom Rhein bis zur Aare

durchziehen. Sie ist zur Hauptsache aufgebaut aus miozänen Sedimenten, welche in den alpennäheren Zonen in Nagelfluhfazies entwickelt sind. Die oligozäne untere Süßwassermolasse tritt vor allem in den Antiklinalkernen zutage und ist praktisch geröllfrei.

Den unmittelbaren Anstoss zu einer neuen Interpretation der s. M. und damit zum Beginn der zweiten Forschungsepoke gaben paläontologisch-stratigraphische Entdeckungen. E. BAUMBERGER (1920: Lit. 3; 1924: Lit. 4; 1925: Lit. 6; Lit. 7; 1929: Lit. 9; 1930: Lit. 10 etc.) und H. G. STEHLIN (1903: Lit. 142; 1914: Lit. 144; 1922: Lit. 145 etc.) erkennen das unterstampische Alter der Vaulruz-Rallig- und Biltener Schichten, die mittel- bis oberoligozäne Stellung des Hauptteils der subalpinen Schichtfolge. Diese Erkenntnis führt am Vierwaldstättersee zwangsläufig zum Postulat eines Schuppenbaues, zur Ausscheidung einer inneren aufgeschobenen Zone, der eine äussere gefaltete Zone gegenüber gestellt wird. Die Studien von P. BECK (1922: Lit. 19, 20), H. FRÖHLICHER (1931: Lit. 51; 1933: Lit. 52), R. RUTSCH (1926: Lit. 133; 1933: Lit. 136) u. a. bestätigen diese neuen Anschauungen für den westlichen Sektor. In der Ostschweiz kann sich A. LUDWIG (1925: Lit. 104; 1926: Lit. 105, 106 und 107; 1930: Lit. 108; 1934: Lit. 112 etc.) mit der neuen tektonischen Interpretation nur halb befreunden und verteidigt die Grossfaltenstruktur namentlich auch gegenüber E. KESSELI (1926: Lit. 86), der für die Ostschweiz auf Grund ungenügender Unterlagen ebenfalls einen einseitigen Deckschuppenbau postuliert. Inwieweit ein solcher tatsächlich existiert, dürfte aus der vorliegenden Arbeit, in der in einem gewissen Gegensatz zum extrem einseitigen Deckschuppenbau BAUMBERGERS (vgl. z. B. dessen Rigiprofil in Lit. 11) auf die Steilheit der Schubflächen und ihre Abhängigkeit von einem primären Antiklinal- und Synklinalbau der s. M. besonderes Gewicht gelegt wird, ohne weiteres hervorgehen. Aus dem Wäggitaler Gebiet hat A. OCHSNER (1935: Lit. 121) eine Reihe von Schubflächen und Schuppen namhaft gemacht.

Den Verhältnissen am Molasse-Alpen-Kontakt galt naturgemäß von jeher besonderes Interesse. Wir erwähnen hier nur die diesbezüglichen Arbeiten von C. BURKHARDT (1893: Lit. 28), A. BUXTORF (1910: Lit. 29; 1916: Lit. 31), E. BAUMBERGER (1931: Lit. 11), ALB. HEIM (1905: Lit. 65; 1919: Lit. 66) und ARN. HEIM (1905: Lit. 67; 1906: Lit. 68, 69, 1917: Lit. 71; 1923: Lit. 75; 1928: Lit. 77; 1932: Lit. 78). Die von ARN. HEIM zuerst namhaft gemachten alten Erosionserscheinungen am Molasse-S-Rand haben sich als je länger je bedeutungsvoller erwiesen und sind durch die jüngsten Studien von H. HAUS (1936: Lit. 63) im W auf eine erweiterte Basis gestellt worden.

Über das prinzipielle Verhältnis zwischen Orogenese und Vorlandsedimentation im Molassetrog haben sich u. a. J. CADISCH (1928: Lit. 36), P. BECK (1922: Lit. 19) und R. STAUB (1934: Lit. 141) geäußert.

Die sediment-petrographischen Untersuchungen beschränkten sich zunächst auf die am Aufbau der s. M. wesentlich beteiligten Konglomerate. Zu der grundlegenden Preisarbeit von J. FRÜH (1890: Lit. 154) haben C. ESCHER-HESS (1907: Lit. 47), J. CADISCH (1923: Lit. 34; 1930: Lit. 37), W. LIECHTI (1928: Lit. 99), TH. ZINGG (1935: Lit. 151) u. a. wertvolle Beiträge geliefert, in denen zum Teil auch der quantitativen Zusammensetzung der Nagelfluh gebührende Aufmerksamkeit geschenkt wird (LIECHTI). Mikroskopische Dünnschliffuntersuchungen an Molasse-Sandsteinen im Zusammenhang mit der bautechnischen Materialprüfung, chemische Analysen, Schlämmanalysen u. ä. findet man bei P. NIGGLI, M. GSCHWIND, F. DE QUERVAIN u. a. (1915: Lit. 117, 1930: Lit. 118, 1934: Lit. 122), E. GEIGER (1933: Lit. 54), W. LIECHTI (1928: Lit. 99) u. a. Die Schweremineraluntersuchung der Molassepsammite hat erst vor kurzem mit A. VON MOOS (1934: Lit. 114; 1935: Lit. 115) eingesetzt.

Dem für die Stratigraphie bedeutungsvollen Fossilinhalt der s. M. sind verschiedene Arbeiten gewidmet. Phytopaläontologische Studien von R. KELLER (1896: Lit. 85) und P. MENZEL (1914: Lit. 2) ergänzten das grosse Werk O. HEERS (1859: Lit. 64), der fossilen Fischreste nahm sich seit L. AGASSIZ vor allem M. LERICHE (1927: Lit. 97) an, während die Molluskenforschung seit MAYER-EYMAR in erster Linie an die Namen E. BAUMBERGER (1927: Lit. 8; 1930: Lit. 10; 1934: Lit. 13; 1935: Lit. 14) und R. RUTSCH (1928: Lit. 134; 1929: Lit. 135) geknüpft ist. H. G. STEHLIN (1903: Lit. 142; 1911: Lit. 143; 1914: Lit. 144; 1922: Lit. 145 etc.) verdankt man eine Reihe wertvoller Beiträge zur säugetierpaläontologischen Forschung.

Überblickt man den heutigen Stand der subalpinen Molasseforschung, so darf wohl gelten, dass die letzten 30 Jahre eine Reihe von wesentlichen Fortschritten gebracht haben. Andererseits aber sind zu alten, einer Lösung vielleicht nahestehenden Fragen verschiedene neue Problemstellungen hinzugekommen, so dass auch wir unsere Arbeit über die s. M. zwischen Aare und Rhein mit dem Schlussatz ROLLIERS in Lit. 132 abschliessen möchten, dass, wenn auch wohl nicht mehr alles, so doch noch vieles erst im Werden steht.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich*, LXIV, 1919 (Heim-Festschrift).
2. BAUMBERGER, E., u. MENZEL, P. Beitrag zur Kenntnis der Tertiärflora aus dem Gebiete des Vierwaldstättersees. Mit 4 Tafeln u. Profilen. *Abh. Schweiz. pal. Ges.*, Vol. XL, 1914.
3. BAUMBERGER, E. Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. *Eclogae geol. Helv.* 1920, Vol. XVI, p. 137—138.

4. BAUMBERGER, E. Profile durch die subalpine Molasse der Ostschweiz. Vorgewiesen in Luzern 1924. Vervielfältigt anlässlich der Exkursion der S.G.G. im st. gallisch-appenzellischen Molasse-Land, 1930.
5. BAUMBERGER, E., BUXTORF, A., u. CHRIST, P. Bericht über die Exkursion d. schweiz. geol. Ges. in die Umgebung von Luzern. Mit 1 Tafel. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 276—287.
6. BAUMBERGER, E. Die subalpine Molasse von Luzern. Mit 1 Tafel. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 165—177.
7. BAUMBERGER, E. Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 192.
8. BAUMBERGER, E. Über eine aquitane Molluskenfauna vom Untern Buchberg (Ob. Zürichsee). Eclogae geol. Helv., Bd. XX, 1927, p. 316—321.
9. BAUMBERGER, E. Die Deutung des Rigi- u. Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Mit 1 Profiltafel. Verhandl. d. naturf. Ges. Basel, Bd. XL, 2. Teil, p. 295—312, Basel 1929.
10. BAUMBERGER, E. Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süßwassermolassen in der Ostschweiz. Eclogae geol. Helv., Vol. 23, 1930, p. 555—562.
11. BAUMBERGER, E. Zur Tektonik u. Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. Mit 2 Tafeln u. 1 Kartenskizze. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p. 205—222.
12. E. BAUMBERGER, E. u. KRÄUSEL, R. Die Horwerschichten südl. Luzern. Abh. Schweiz. paläont. Ges. Bd. LV, 1934.
13. BAUMBERGER, E. Über die Cyrenen der stampischen Molasse am Alpen-Nordrand. Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934, p. 390—399.
14. BAUMBERGER, E. Vorläufige Mitteilung über die stampische Molluskenfauna von Bilton und deren geologische Auswertung. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 560—563.
15. BECK, P. Geologie der Gebirge nördl. von Interlaken. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 29, 1911.
16. BECK, P. Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. Eclogae geol. Helv., Vol. XI, 1911, p. 497—518.
17. BECK, P. Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Mit 2 Tafeln. Eclogae geol. Helv., Bd. XII, 1912, p. 65—147. (Über die Thuner Nagelfluh s. p. 139ff.)
18. BECK, P. Über die Verschiedenheit der beiden Thunerseeufer in bezug auf Bau und Fazies. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, 1920, p. 109—111.
19. BECK, P. Über autochthone u. allochthone Dislokationen in den Schweizeralpen und ihrem nördl. Vorland. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 94—111.
20. BECK, P. Das stampische Alter der Thuner Nagelfluh und deren Bedeutung für den Bau des Alpenrandes. Mitteil. d. naturf. Ges. Bern 1922, p. 1—5.
21. BECK, P. Der Alpenrand bei Thun. Mit 3 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 318—323.
22. BECK, P. Über die Falkenfluhantiklinale bei Thun. Eclogae geol. Helv., Vol. 21, 1928, p. 320.
23. BERSIER, A. La forme de la transgression burdigaliennes dans la région vauvoise. Compte-rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de France. Fasc. 7, 1936.

24. BODEN, K. Tektonische Fragen im oberbayerischen Voralpengebiet. Centralblatt f. Min. etc. Nr. 12 (p. 372—380), Nr. 13 (p. 398—408), 1922.
25. BODEN, K. Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. Mitt. d. Geogr. Ges. in München, Bd. XVIII, Heft 3, 1925.
26. BODEN, K. Geologisches Wanderbuch für die Bayerischen Alpen. Mit 59 Fig., p. 113—144: Die Molasse im Vorland der Alpen. Verlag F. Enke, Stuttgart 1930.
27. BUESS, H. Über die subalpine Molasse im Kanton Freiburg. Mit 2 Fig. u. 3 Taf. Inaug. Diss. Univ. Freiburg 1920.
28. BURCKHARDT, C. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrand der Schweizeralpen vom Bodensee bis zum Thunersee. Mit 9 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 2, 1893.
29. BUXTORF, A. Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Mit einer geotektonischen Skizze des Alpenrandes etc. (speziell p. 16—21) Erläut. zur geol. Karte d. Schweiz. Nr. 9. 1910.
30. BUXTORF, A., TOBLER, A., u. a. Geologische Vierwaldstättersee-Karte 1 : 50000. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. Spezialkarte Nr. 66a mit Profiltafel Nr. 66 b. 1915.
31. BUXTORF, A. Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette. Mit einer geotektonischen Skizze des Alpenrandes am Vierwaldstättersee. Erläut. zur Geol. Karte der Schweiz Nr. 14 (speziell p. 35—41). 1916.
32. BUXTORF, A., u. FRÖHLICHER, H. Zur Frage des Zusammenhangs des subalpinen Unter-Stampienmeeres mit dem Rheintalgraben. Eclogae geol. Helv., Vol. 26, 1933, p. 208.
33. BUXTORF, A. Molasse- und Flyschtektonik südlich Luzern und ihre Bedeutung für den Lopperberg-Querbruch. Mit 2 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. 29, 1936, p. 291—301.
34. CADISCH, J. Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, 1923, p. 222—227.
35. CADISCH, J. Der Bau der Schweizeralpen. Orell-Füssli, Zürich 1926.
36. CADISCH, J. Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Mit 1 Tafel. Geol. Rundschau Bd. XIX, 1928, p. 105—119.
37. CADISCH, J. Geologische Beobachtungen im Molassegebiet zwischen Linth und Thur. Eclogae geol. Helv., Vol. 23, 1930, p. 567—571.
38. CORNELIUS, H. P. Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayrischen Molasse. Verhandl. der geol. Staatsanstalt, Nr. 10, 11, 1920.
39. CORNELIUS, H. P. Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. Verhandl. der geol. Bundesanstalt, Nr. 11, 12, 1923.
40. DEICKE, J. C. Beiträge über die Molasse der Schweiz. (Mit Profil längs der Sitter). Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Jahrgang 1852.
41. DEICKE, J. C. Das Molassengebilde in der östlichen Schweiz. (Mit 1 Profiltafel). Verhandl. der st. gallisch-appenzellischen gemeinnützigen Gesellschaft an der Hauptversammlung in Berneck. 17. Okt. 1854, p. 67—90.
42. DEICKE, J. C. Geologische Skizze über die Kantone Appenzell, St. Gallen und Thurgau. Öffentl. Vortrag. Verlag Scheitlin u. Zollikofer, St. Gallen 1859.
43. DOUXAMI, HENRI. Etudes sur les Terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale. 1re Thèse, présentée à la Faculté des Sciences de Lyon 1896. Masson u. Co., Paris 1896.

44. EBEL, J. G. Über den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge. 2. Band. Orell-Füssli u. Co., Zürich 1808.
45. ESCHER V. D. LINTH, A. Bemerkungen über das Molassegebilde der östlichen Schweiz. Mitt. Natf. Ges. Zürich, Heft I, Nr. 7, p. 97—112, 1847.
46. ESCHER V. D. LINTH, A. Geologische Bemerkungen über das nördliche Voralberg und einige angrenzende Gegenden. Neue Denkschriften Schweiz. natf. Ges. XIII, 1853.
47. ESCHER-HESS, C. Über einige Vorkommnisse der oligozänen und miozänen Molasse und Nagelfluh der östlichen Schweiz. Mit 4 Tafeln. Zürich, Orell-Füssli 1907.
48. EUGSTER, H. Geologische Profile im östlichen Teil der st. gallisch-appenzellischen Molasse. In: Poststrassen im Appenzellerland. Herausgegeben v. d. Eidg. Postverwaltung. 1934.
49. FREI, R. Geologische Untersuchungen zwischen Sempachersee und oberm Zürichsee. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 45, 1914.
50. FREULER, G. Exkursionsbericht. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 415/416.
51. FRÖHLICHER, H. Nachweis von Fischschiefern mit Meletta in der subalpinen Molasse des Entlebuchs. Eclogae geol. Helv., Vol. 24, 1931, p 241.
52. FRÖHLICHER, H. Geologische Beschreibung der Gegend von Escholzmatt im Entlebuch. (Kt Luzern). Mit 8 Fig. u. 2 Taf. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 67, 1933.
53. FRÖHLICHER, H. Unterstampische Molasse im Flyschgebiet der Fähnern bei Appenzell. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 539—541.
54. GEIGER, E. Petrographie der Molasse. Mitteil. der Thurg. Natf. Ges. Heft XXIX, 1933, p. 115—128.
55. Geologischer Führer der Schweiz, herausgegeben v. d. Schweiz. Geol. Ges. bei Anlass ihrer 50. Jahresfeier. Wepf & Co., Basel 1934.
56. GERBER, ED. Über die subalpine Molasse zwischen Aare und Sense. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 346—347.
57. GSCHWIND, M., u. NIGGLI, P. Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie, Lf. XVII, 1931.
58. GUTZWILLER, A. Über die Molasse der Kantone St. Gallen und Appenzell. Verh. d. Schweiz. natf. Ges. 1871, p. 62—63.
59. GUTZWILLER, A. Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidgen. Atlas. Mit 2 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 14. Lf., 1. Abteilung, 1877.
60. GUTZWILLER, A. Entwurf eines geologischen Profiles durch die Neckaralpen. Mit 2 Tafeln. Jahrb. d. st. gall. nat. Ges. pro 1879/80. St. Gallen 1881, p. 290—304.
61. GUTZWILLER, A. Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IV und V des eidgen. Atlas, mit Ausnahme des Gebietes nördlich vom Rhein und vom Bodensee. Mit 2 Tafeln. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. 19. Lfg., 1. Teil, 1883.
62. HAUS, H. Über alte Erosionserscheinungen am Südrand der miozänen Nagelfluh des obären Emmenthales und deren Bedeutung für die Tektonik des Alpenrandes. Mit 3 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. 28, 1935, p. 667—677.
63. HAUS, H. Profil durch die subalpine Molasse und den Alpenrand zwischen Marbach u. Schrattenfluhs. Ausgeteilt anlässlich der Exkursion der S.G.G. 1936.
64. HEER, O. Flora tertiaria Helvetiae. Winterthur 1855—1859.

65. HEIM, ALB., u. a. Das Säntisgebirge. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F. Lf. 46, 1905, p. 606, 608ff., 634.
66. HEIM, ALB. Geologie der Schweiz. Bd. I, p. 40—196. Mit Nachträgen. Leipzig 1919.
67. HEIM, ARN. Der westliche Teil des Säntisgebirges. Beitr. z. geol. K. d. Schweiz. N. F. Lf. 16. 1905.
68. HEIM, ARN. Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Mit 2 Taf. Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich, Jahrgang 51, 1906, p. 441—461.
69. HEIM, ARN. Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. Vierteljahrsschr. d. natf. Ges. Zürich, Jahrgang 51, 1906, p. 462—472.
70. HEIM, ARN. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Eclogae geol. Helv., Vol. IX, 1907, p. 413—424.
71. HEIM, ARN. Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Text + Atlas. Speziell: 1. Teil, p. 23—35; 4. Teil, p. 634—639. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lf. 20. 1910—1917.
72. HEIM, ARN. Zur Tektonik des Aubrig. Eclogae geol. Helv., Vol. XIV, 1918, p. 679.
73. HEIM, ARN., u. HARTMANN, AD. Untersuchungen über die petrofführende Molasse der Schweiz. Mit 13 Taf. u. 36 Fig. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Lf. VI, 1919.
74. HEIM, ARN. Neue Beobachtungen am Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal. Eclogae geol. Helv., Vol. XVII, 1922, p. 347—349.
75. HEIM, ARN. Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. Mit 1 Karte, 1 Taf., 23 Fig. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 53, 1923, p. 1—51.
76. HEIM, ARN., u. BAUMBERGER, E. Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlbergs. Mit 2 Tafeln u. 14 Textfiguren. Vierteljahrsschr. der natf. Ges. Zürich, Jahrgang LXXXIII, 1928, p. 1—64.
77. HEIM, ARN. Über Bau und Alter des Alpennordrandes. Eclogae geol. Helv. 1928. Vol. 21, p. 73—80.
78. HEIM, ARN. Zum Problem des Alpen-Molasse-Kontaktes. Eclogae geol. Helv., Vol. 25, 1932, p. 223—231.
79. HERBORDT, O. Geologische Aufnahme der Umgegend von Rapperswil-Pfäffikon am Zürichsee. Mit 2 Fig. u. 2 Taf. Inaug. Diss. Univ. Zürich 1907.
80. HÖHN-OCHSNER, W. Das Werden unseres Heimatbodens. Bilder aus der Geologie der Herrschaft Wädenswil. 5. Neujahrsblatt der Lesegesellschaft Wädenswil 1934, Wädenswil 1935.
81. KAUFMANN, F. J. Untersuchungen über die mittel- u. ostschweizerische subalpine Molasse. Mit 1 Karte u. 17 Profilen. Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften, XVII, 1860.
82. KAUFMANN, F. J. Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Mit 6 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lf. 11, 1872, p. 199—364.
83. KAUFMANN, F. J. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. Mit 1 Atlas v. 30 Taf. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, Lf. 24, 1886.
84. KAUFMANN, F. J. Geologische Skizze von Luzern und Umgebung. Mit 1 Karte u. 2 Profilen. Beilage zum Jahresbericht über die Kantonschule u. die Theologie in Luzern im Schuljahr 1886/87.

85. KELLER, R. Beiträge zur Tertiärfloren des Kts. St. Gallen. — 1. Teil: Jahrb. st. gall. nat. Ges. pro 1890/91, p. 82—117, St. Gallen 1892. Mit 15 Tafeln. — 2. Teil: id. pro 1893/94. St. Gallen 1895, p. 305—330. Mit 11 Tafeln. — 3. Teil: id. pro 1894/95. St. Gallen 1896, p. 297—324. Mit 11 Tafeln.
86. KESSELI, E. Neuere Ansichten über die Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein. Mit 1 Doppeltafel u. 1 Profiltafel. Jahrb. d. st. gall. nat. Ges. Bd. 61 (1925), St. Gallen 1926, p. 147—169.
87. KISSLING, E. Die schweizerischen Molassekohlen westlich der Reuss. Beiträge zur Geol. der Schweiz. Geotechn. Serie, Lf. II. 1903.
88. KLEIBER, K. Geologische Untersuchungen im Gebiet der Hohen Rone. Diplomarbeit der Universität Zürich, eingereicht am 18. Mai 1936. Manuskript.
89. KOPP, J. Einige Resultate der geologischen Neuaufnahme der Umgebung von Luzern. Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934, p. 330—333.
90. KRAUS, E. Sedimentationsrythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. Abhandlungen d. Natf. Ges. zu Danzig. Bd. I, 1923.
91. KRAUS, E. Geologische Forschungen im Allgäu. Geol. Archiv, München 1926, Heft 1—5.
92. KRAUS, E. Der orogene Zyklus und seine Stadien. Centralblatt f. Min. etc., Abt. B, No. 6, Jahrgang 1927, p. 216—233.
93. KRAUS, E. Neue Spezialforschungen im Allgäu. Geol. Rundschau, Bd. XVIII, 1927, p. 189—221, 263—298.
94. KRAUS, E., u. REIS, M. Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern: Blatt Immenstadt Nr. 856. (Die Molasse p. 18—68). Bayerisches Oberbergamt, München 1929.
95. LEBLING, CL. Molasse und Alpen zwischen Lech und Salzach. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. Bd. 77, 1925, Abhandl. Nr. 2.
96. LEBLING, CL. Die paläogeographische Bedeutung der oberbayerischen Molasse. Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges., Bd. 80, 1928, Abhandl. Nr. 4.
97. LERICHE, M. Les Poissons de la Molasse suisse. Mém. de la Soc. pal. suisse, Vol. XLVI, 1927.
98. LETSCH, E. Die schweizerischen Molassekohlen östlich der Reuss. Beitr. z. Geol. der Schweiz. Geotechnische Serie, Lf. I. 1899.
99. LIECHTI, W. Geologische Untersuchungen der Molassenagelfluhregion zwischen Emme und Ilfis (Kt. Bern). Mit 1 Fig. u. 6 Taf. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. Lf. 61, 1928.
100. LUDWIG, A. Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. Jahrbuch d. Schweiz. Alpenclubs pro 1909/10, 45. Jahrgang, p. 225—249, 1910.
101. LUDWIG, A. Über die Entstehung der Alpentäler und der alpinen Randseen. Jahrb. d. st. gall. nat. Ges. pro 1910. St. Gallen 1911, p. 182—197.
102. LUDWIG, A. Nochmals Molasseproblem und Alpenfaltung. Jahrbuch d. Schweiz. Alpenclubs 1910/11. 46. Jahrgang, p. 300—301, 1911.
103. LUDWIG, A. Nachträge zur Kenntnis der st. gallisch-appenzellischen Molasse. Mit 1 Fig. Jahrb. d. st. gall. nat. Ges. Bd. 58, II. Teil, 1922, p. 153—175.
104. LUDWIG, A. Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse zwischen Neckar und Rhein. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1925, p. 146—147.
105. LUDWIG, A. Aus dem ostschweizerischen Molassegebiet. Mit 1 Profiltafel. Jahrb. d. st. gall. nat. Ges. Bd. 62, 1926, p. 81—100.
106. LUDWIG, A. Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. Verh. d. schweiz. Naturf. Ges. Freiburg 1926, II. Teil, p. 194.

107. LUDWIG, A. Stampische Molasse mit mariner Molluskenfauna am Nordrand des Säntisgebirges. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. XX, 1926, p. 245—246.
108. LUDWIG, A. Profile durch die ostschweizerische Molasse. Für die Exkursion der S.G.G. anlässlich der Hauptversammlung der S.N.G. in St. Gallen vom 9.—11. Sept. 1930.
109. LUDWIG, A. Erläuterungen zu Atlasblatt 4 (Flawil—Herisau—Brunnadern—Schwellbrunn). *Geol. Atlas der Schweiz* 1 : 25 000. 1930.
110. LUDWIG, A., EUGSTER, H., u. BÄCHLER, E. Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft im st. gallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähnern- und Wildkirchligebiet. Mit 3 Textfig. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 24, 1931, p. 125—157.
111. LUDWIG, A. Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 25, 1932, p. 255—256.
112. LUDWIG, A. Molasse St. Gallen—Appenzell. Mit 1 Profiltafel. *Geol. Führer der Schweiz. Fasc. XII. Exkursion Nr. 73 A.*, p. 877—884. B. Wepf & Co. Basel 1934.
113. MOLLET, HANS. Geologie der Schafmatt—Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Mit 1 Karte, 1 Profil- u. 1 Schwarztafel. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 47*, 1921.
114. VON MOOS, A. Über einige metamorphe Mineralien in der Molasse. *Verhandl. d. Schweiz. Naturf. Ges. Zürich* 1934, p. 329—330.
115. VON MOOS, A. Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molassesandsteinen. Mit 9 Fig. u. 10 Tab. *Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XV*, 1935, p. 169—265.
116. MUHEIM, FR. Subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. Mit 1 Fig. u. 2 Taf. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 27, 1934, p. 181—296.
117. NIGGLI, P., GRUBENMANN, U. u. a. Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie, Lf. V*, 1915.
118. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. etc. Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Serie, Lief. XIV*, 1930.
119. NUSSBAUM, F. Über den Nachweis einer Molasse-Antiklinale nördlich von Bern. *Mitt. Natf. Ges. Bern* 1924, p. XXVI—XXVIII, Bern 1925.
120. OBERHOLZER, J. Geologie der Glarneralpen. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. Lf. 28*, 1933.
121. OCHSNER, A. Über die subalpine Molasse zwischen Wäggital und Speer. Mit 2 Textfiguren. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 28, 1935, p. 649—658.
122. DE QUERVAIN, F., u. GSCHWIND, M. Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. Herausgegeb. v. d. Schweiz. Geotechnischen Kommission. H. Huber, Bern, 1934.
123. RENEVIER, E. L'axe anticlinal de la molasse aux environs de Lausanne. Mit 2 Tafeln u. 4 Fig. *Eclogae geol. Helv.*, Vol. VII, 1903, p. 287—299.
124. RENZ, HANS. Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. *Dissertations-Manuskript*, Ende 1936. Im Druck.
125. RICHTER, M. Über die untere Meeresmolasse zwischen Lech und Rhein. *Centralblatt f. Min. etc. Abt. B*, 1925, p. 309—314.
126. RICHTER, M. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Allgäuer-molasse. Mit Taf. VIII u. IX. *Geol. Rundschau*, Bd. 17a, (Steinmann-Festschrift) 1926, p. 317—362.
127. RICHTER, M. Molasse und Alpen. *Zeitschrift der Deutschen geol. Gesellschaft*. 79. Band (1927). *Monatsbericht Nr. 5—7*, p. 124—135, 1928.

128. RICHTER, M. Zur Altersfrage der oberbayerischen Oligozänmolasse. Centralblatt f. Min. etc. Abt. B, 1932.
129. RITTER, E. Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal. Mit 3 Tafeln u. 1 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, p. 387—411.
130. ROLLIER, L. Sur l'âge du conglomérat subalpin ou Nagelfluh de la Suisse. Bull. de la Soc. Géol. de France. 4e série, Tome I, p. 684/685, 1902.
131. ROLLIER, L. Die Entstehung der Molasse auf der Nordseite der Alpen. Mit 1 Fig. Vierteljahrsschr. der natf. Ges. Zürich, Jahrgang XLIX, 1904, p. 159—170.
132. ROLLIER, LOUIS. Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au Nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Avec 2 pl. Neue Denkschr. d. Schweiz. natf. Ges. Bd. XLVI, Abh. 1, 1911.
133. RUTSCH, R. Zur Stratigraphie und Tektonik der Molasse südlich von Bern. Mit 1 Textfig. Eclogae geol. Helv., Vol. XIX, 1926, p. 673—678.
134. RUTSCH, R. Geologie des Belpbergs. Mit 9 Tafeln u. 9 Fig. Verlag P. Haupt, Bern, 1928. S. A. aus den Mitt. der Natf. Ges. Bern 1927, Bern 1928.
135. RUTSCH, R. Die Gastropoden des subalpinen Helvétien der Schweiz und Vorarlbergs. Mit 3 Fig. u. 2 Tafeln. Abhandl. d. Schweiz. paläont. Ges. Bd. II, 1929.
136. RUTSCH, R. Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern. Mit 3 Fig. u. 3 Tafeln. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. Lf. 66, 1933.
137. RUTSCH, R., u. HÜRZELER, J. Das Alter der Molassezone von Jona-Rapperswil-Ufenau. Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934, p. 347—351.
138. SACCO, F. Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'era terziaria. Bollettino della Società geologica Italiana, Vol. LV, 1936, p. 63—115.
139. SCHARDT, H., u. MEYER, H. Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggital. Mit 3 Tafeln u. 6 Fig. Eclogae geol. Helv., Vol. XVIII, 1924, p. 525—544.
140. SCHIDER, RUDOLF. Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Mit 1 geol. Karte 1 : 25 000 u. 1 Profiltafel. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. Lf. 43, Bern 1913.
141. STAUB, R. Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Mit 8 Tafeln. Denkschr. d. Schweiz. Natf. Gesellsch., Bd. LXIX, Abh. 1, 1934.
142. STEHLIN, H. G. Über die Grenze zwischen Oligocaen und Miocaen in der Schweizer Molasse. Eclogae geol. Helv., Vol. VII, 1903, p. 360—365.
143. STEHLIN, H. G. Säugetierpaläontologische Bemerkungen zu einigen neuern Publikationen von Herrn Dr. L. Rollier. a) Molasse von Vaulruz und Bumbach. b) Graue Molasse von Lausanne und Lignit vom Hohen Rhonen, Eclogae geol. Helv., Vol. XI, 1911, p. 480—483.
144. STEHLIN, H. G. Übersicht über die Säugetiere der schweizerischen Molasseformation, ihre Fundorte und ihre stratigraphische Verbreitung. Verh. Natf. Ges. in Basel 1914, Bd. XXV, p. 179—202.
145. STEHLIN, H. G. Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. Eclogae geol. Helv., Vol. XVI, 1922, p. 575—581.
146. STUDER, B. Beyträge zu einer Monographie der Molasse. Mit 2 Tafeln. Bern 1825.
147. STUDER, B. Geologie der Schweiz. II. Bd. 3. Teil: Das Hügelland, p. 345—458. Bern u. Zürich 1853.

148. WANNER, E. Beiträge zum Studium der PS-Phase und Mächtigkeit der Molasse unterhalb Zürich. *Gerlands-Beiträge zur Geophysik*, Bd. 32, 1931, p. 231—241.
149. WANNER, E. Über die Mächtigkeit der Molasseschichten. *Vierteljahrsschrift der natf. Ges. Zürich*, LXXIX, 1934, p. 341—361.
150. WEITHOFER, K. A. Molasse und Alpenrand in Oberbayern. I., II. u. III. *Centralbl. für Min. etc. Abt. B*, Nr. 5, 1932, p. 225—239; *Abt. B.*, Nr. 1, 1934, p. 1—12; *Abt. B.*, Nr. 9, 1934, p. 353—368.
151. ZINGG, TH. Beitrag zur Schotteranalyse. *Diss. E.T.H.*, Zürich 1935. Schweiz. *Min. u. Petr. Mitt.*, Bd. XV, 1935.

Nachträge.

152. BECK, P. Geologisches Panorama von Thun. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte Nr. 82*, 1932.
153. FRÜH, J. Geologische Begründung der Topographie des Sentis und der Molasse. *Jahrb. der st. gall. Nat. Ges. pro 1879/80*, St. Gallen 1881, p. 267—289.
154. FRÜH, J. Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Mit 17 Fig. und 4 Tafeln. *Neue Denkschr. der allg. schweiz. Ges. für die ges. Naturwissenschaften*, Bd. XXX, 1890.
155. LUDWIG, A. und FALKNER, CH. Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens. Mit 1 geol. Karte, 1 Profiltafel und 14 andern Tafeln. 1. Teil: *Jahrb. d. st. gall. naturw. Ges. pro 1901/02*, St. Gallen 1903, p. 474—620. 2. Teil: *idem pro 1902/03*, St. Gallen 1904, p. 374—435.

Geologische Karten.

- AEPPLI, A. Geologische Karte des Gebietes zwischen Zürichsee und Zugersee, 1 : 25000, in: *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lf. XXXIV*, 1894.
- BECK, P. Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken 1 : 50.000. Zu Lit. 15. 1910.
- BECK, P., u. GERBER, E. Geologische Karte Thun-Stockhorn 1 : 25.000. *Beitr. z. geolog. Karte der Schweiz. Spezialkarte Nr. 96*, Bern 1925.
- BURCKHARDT, C. Die nördlichste Kreidekette der Alpen von der Sihl bis zur Thur. 1 : 50.000. Zu Lit. 28. 1893.
- BUXTORF, A. u. a. Geologische Karte der Rigi-Hochfluhkette 1 : 25.000. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 29a, Profiltafel 29b*. 1913.
- BUXTORF, A., TOBLER, A. u. a. Geologische Vierwaldstätterseekarte 1 : 50.000. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte 66a, Profiltafel 66b*. 1916.
- FALKNER, C. u. LUDWIG, A. Geologische Karte von St. Gallen und Umgebung 1 : 25.000. Zu Lit. 155. 1903.
- FREI, R. Geologische Karte des Lorzentobel-Sihlsprung-Gebietes 1 : 25.000. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte Nr. 70*. 1912 in N. F. Lf. XXXVII.
- Geol. Karte d. Schweiz 1 : 100.000.
- Blatt IV (1879)
 - „ VIII (1. Aufl. 1871, 2. Aufl. 1913)
 - „ IX (1875)
 - „ XII (1879)
 - „ XIII (1887)

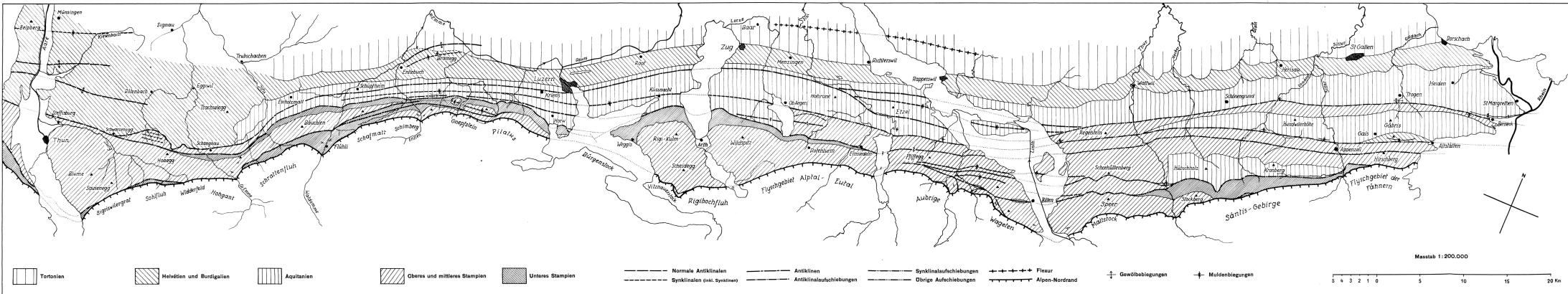
- HEIM, ALB. Geologische Karte des Säntisgebietes 1 : 25.000. Zu Lit. 65. 1905.
HEIM, ARN. Westende der Säntisgruppe 1 : 25.000. Zu Lit. 67. 1905.
HEIM, ARN., u. OBERHOLZER, J. Geologische Karte der Gebirge am Walensee
1 : 25.000. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte Nr. 44. 1907.
HERBORDT, O. Geologische Karte der Umgebung von Rapperswil 1 : 25.000. Zu
Lit. 79. 1907.
LUDWIG, A. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Bl. 4. 1930.
MOLLET, HANS. Geologische Karte des Schafmatt-Schimberggebietes 1 : 25.000.
Zu Lit. 113. 1921.
OBERHOLZER, J. u. HEIM, ALB. Geologische Karte der Glarneralpen 1 : 50.000.
Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Spezialkarte Nr. 50. 1910.
RUTSCH, R. Geologische Karte des Belpbergs und seiner Umgebung 1 : 25.000.
Kümmerly & Frey, Bern 1927.
SCHARDT, H. u. a. Geologische Karte des Wäggital 1 : 25.000. Zu Lit. 139. 1924.
SCHIDER, R. Geologische Karte der Schrattenfluh 1 : 25.000. Zu Lit. 140. 1913.
ZINGG, TH. Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000. Bl. 7. 1934.

Manuskript eingegangen den 13. Mai 1937.

TEKTONISCHE-STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER SUBALPINEN MOLASSE ZWISCHEN AARE UND RHEIN

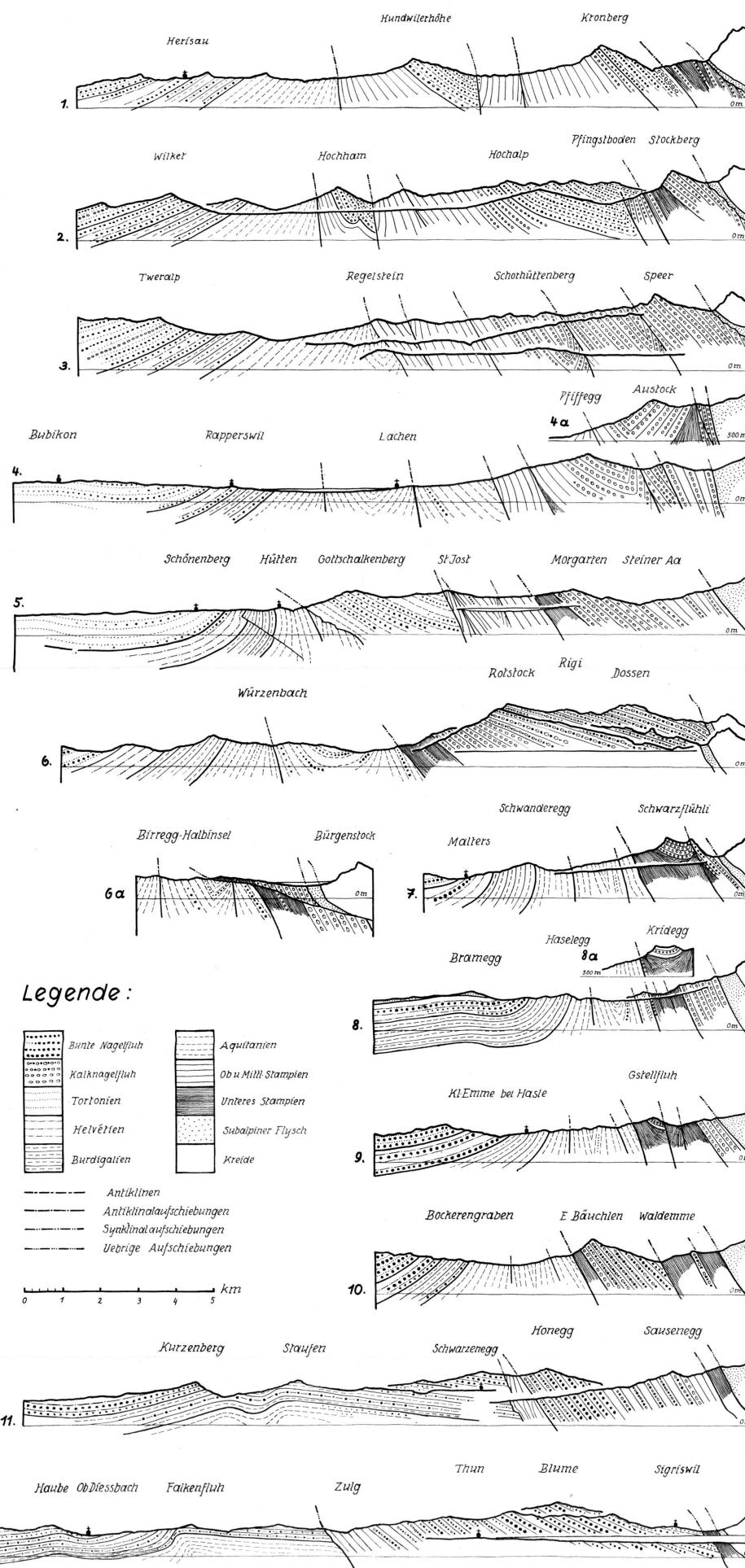
Eclogae geol. Helv., Vol. 30, Tafel XII.

H. RENZ: Subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein.



GEOLOGISCHE PROFILE DURCH DIE SUBALPINE MOLASSE ZWISCHEN RHEIN UND AARE

Masstab 1:100.000



Legende:

Bunte Nagelfluh	Aquitaniens
Kalknagelfluh	Ob u. Mitt. Stampien
Tortonien	Unteres Stampien
Helvétien	Subalpiner Flysch
Burdigalien	Krede

- Antiklinen
- Antiklinalaufschiebungen
- Synklinalaufschiebungen
- Uebrige Aufschiebungen

0 1 2 3 4 5 Km