

Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz

Autor(en): **Brückner, Werner**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

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

Heft 2

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160635>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz¹⁾.

Von **Werner Brückner**, Basel.

Mit 1 Tafel (X).

Inhalt: Ausser den 5 bereits bekannten Vorkommen werden 6 neue Fundstellen von Konglomeraten in den eocaenen Schiefermergeln der helvetischen Zone der Zentral- und Ostschweiz beschrieben. Diese Gesteine enthalten in mergeligem Bindemittel nur Trümmer des unmittelbaren Untergrundes. Die Vorkommen sind räumlich eng begrenzt, aber über das ganze helvetische Querprofil verteilt. Ihre Entstehung muss auf lokale, von Erosion gefolgte Hebungen während der Sedimentation der eocaenen Schiefermergel zurückgeführt werden.

In der Eocaenserie der helvetischen Region kann man zwei Hauptabteilungen unterscheiden. Den älteren Teil bilden die „Nummulitenschichten“, sandige, kalkige, gelegentlich auch mergelige, oft glaukonitische Gesteine, die sich durch Reichtum an Grossforaminiferen auszeichnen. Der jüngere Teil des Eocaens wird durch eine mächtige Folge schieferiger, mergeliger, glimmer- und globigerinenführender Schichten vertreten, die man kurz als „eocaene Schiefermergel“ bezeichnen kann. Diese letzteren lassen sich im nördlichen und mittleren Helvetikum vielfach noch weiter gliedern in einen unteren feinsandigen, glimmerreicheren und kalkärmeren, oft noch Muschelreste und einzelne Grossforaminiferen führenden Teil, die „Pectinidschiefer“, und eine obere dichte, glimmerärmere und kalkreichere, meist fleckige Partie ohne grössere Fossilreste, die „Stadschiefer“. Im südlichen Helvetikum gehen die Pectiniden- und Stadschiefer allmählich in dichte, glimmerarme, foraminiferenfreie Mergel über, denen sich zuerst nur fein-, dann auch gröbersandige Schichten beigesellen. Dadurch vollzieht sich der Übergang zur „ultrahelvetischen“ Flyschfacies²⁾. Zwischen Nummulitenschichten und eocaenen Schiefermergeln und zwischen Pectiniden- und Stadschiefern bestehen nicht nur vertikale, sondern auch horizontale Übergänge. Generell dürften die Grenzen dieser faciiellen Unterabteilungen im südlichen Helvetikum älter als im nördlichen sein (vgl. J. BOUSSAC, 1912, 2; W. LEUPOLD, 1937, 17; 1938, 18).

Die im allgemeinen recht eintönigen eocaenen Schiefermergel enthalten hier und da konglomeratische Einlagerungen, die wegen der Art ihres Auf-

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der geologischen Kommission SNG.

²⁾ Diese südliche Facies ist hauptsächlich im südlichen Teil der Drusberg-Decke beheimatet (z. B. Wilerhorngruppe, vgl. D. STAEGER, 1944, 26; Bauen-Brisenkette, vgl. H. J. FICHTER, 1934, 10; Spirstock S Ober Iberg, vgl. p. 324; A. JEANNET, 1940, 13 b), kommt aber auch bereits in den grossen Stadschiefermassen südlich der Schratzenfluh vor (vgl. R. SCHIDER, 1913, 24). Sie tritt dann besonders in den ultrahelvetischen Flyschzonen auf, sei es in Schürflingen oder als normaler Bestandteil des Flysches.



treten und ihrer Zusammensetzung stärkeres Interesse gefunden haben. Bisher sind solche Konglomerate in der Zentral- und Ostschweiz von folgenden Stellen bekannt:

1. Aus der Alpenrandkette am Schimberg (S Entlebuch), gefunden von F. J. KAUFMANN (1872, 15, p. 163; 1886, 16, p. 355), ausführlich untersucht und beschrieben von H. MOLLET (1921, 19; vgl. auch A. BUXTORF, 1918, 9). Siehe Abschnitt e 1 (p. 323) der folgenden Beschreibungen.

2. Aus der Drusberg-Decke von Rütene E Beckenried, 1908 gefunden von A. BUXTORF (1913, 6; 1916, 7; vgl. ferner H. J. FICHTER, 1934, 10). Siehe Abschnitt e 2 (p. 323).

3. Aus dem nördlichsten Teil der Axen-Decke im Kleintal (Isental), gefunden von A. BUXTORF (1912, 5; 1916, 8), später erneut untersucht und beschrieben von H. ANDEREGG (1940, 1). Siehe Abschnitt d 1 (p. 320).

4. Aus der Drusberg-Decke vom Spirstock S Ober Iberg, gefunden 1918 von L. ROLLIER (1920, 23), eingehend untersucht und beschrieben von A. JEANNET (1935, 13; 1940, 13b). Siehe Abschnitt e 3 (p. 324).

5. Aus der Griesstock-Decke bei der Alp Niemerstafel W vom Klausenpass, gefunden 1932 von W. BRÜCKNER (1937, 3). Siehe Abschnitt b 1 (p. 318).

In den letzten Jahren habe ich nun einige weitere Vorkommen nachweisen können, und zwar an folgenden Stellen:

6. In den Stadschiefern des autochthonen Sedimentmantels im oberen Schächental, siehe Abschnitt a (p. 316).

7. In der Griesstock-Decke östlich vom Klausenpass, siehe Abschnitt b 2 (p. 318).

8. In den „verschürften Kreide-Eocän-Massen“ der Kammlistock-Decke in der Nordwand des Claridenstocks und bei der Kammlilücke, siehe Abschnitt d 2 (p. 320).

9. In Schutt aus der Glarner-Decke(?) SE des Rotstocks (Altenoren Alp bei Linthal), siehe Abschnitt c (p. 319).

10. Am Kapfenberg bei Weesen, siehe Abschnitt b 3 (p. 319).

11. An der Stirn der Bächistock-Schuppe (Axen-Decke) auf der Nordseite des Klöntals, siehe Abschnitt d 3 (p. 322).

Im folgenden möchte ich diese 11 Vorkommen ihrer tektonischen Stellung nach geordnet — die bekannten nur kurz, die neuen ausführlicher — besprechen.

a) Vorkommen im autochthonen Sedimentmantel s. l. des Schächentals.

Es sind vier isolierte Vorkommen aus dem oberen Schächental zu erwähnen (vgl. 4):

1. In der Stadschieferantiklinale im Bachgraben S oberhalb Rosslau W Aesch im obersten Schächental (Koord. 704,450/190,850)³⁾ fand sich am Weglein nach Geissegg eine konglomeratische Einlagerung von 0,5 m Dicke. Sie ist durch Schieferlagen in mehrere dünne Bänken aufgespalten; die basale, dickste Bank misst 10 cm. Die vorwiegend kleinen Gerölle gehören den Zementstein- und den Öhrlschichten an; einige Trümmer könnten eventuell auch den nordhelvetischen kalkigen Valanginienmergeln (vgl. 3, p. 100) entstammen. Einzelne kleine Nummuliten und Orthophragminen und an Menge wechselnde grössere Quarz-

³⁾ Die Ortsangaben dieser Arbeit (Namen, Höhenquoten und Koordinatenschnittpunkte) sind den Blättern des Eidg. topogr. Atlas (Siegfried-Atlas) entnommen.

körner dürften aus den Nummulitenschichten herrühren. Das Bindemittel hat den Charakter der Stadschiefer.

2. Im oberen Stadschieferband in der E-Flanke des Kl. Spitzen SW von Unterschächen (Koord. ca. 700,000/189,600) traf ich einige 3—5 cm dicke kalkige Lagen und eine 10 cm dicke sandig aussehende Bank an, die sich im Dünnschliff als konglomeratisch erwiesen. Die kalkigen Lagen sind erfüllt von Geröllchen aus Zementstein- und Öhrlichichten, dazu kommen wenige Orthophragminenfragmente und einige Quarzkörner aus den Nummulitenschichten. Die „sandige“ Bank besteht fast ausschliesslich aus Orthophragminenbruchstücken neben wenigen grösseren Quarzkörnern und Spuren fraglicher Zementstein- und Öhrlichichten-Trümmerchen. Diese Bänke vom Kl. Spitzen sind ihrer Zusammensetzung nach mit denjenigen von Rosslau nahe verwandt.

3. Vom S-Abhang der Spitzen (Koord. 699,550/188,675 und 699,800/188,825) habe ich schon früher (1937, 3, p. 146) aus einigen isolierten, irrtümlicherweise für versackt gehaltenen Stadschiefer-Aufschlüssen härtere, sand- und kalkreichere Bänke erwähnt, in deren Dünnschliffen ich neuerdings winzige dunkle Knöllchen entdeckte, die möglicherweise als Hochgebirgskalktrümmer zu deuten sind. Ich neige daher heute zur Ansicht, diese Bänke seien mit jenen in der Spitzen-E-Flanke in nähere Beziehung zu bringen.

4. Auf p. 138 der eben genannten Arbeit (3) habe ich schliesslich zwischen den Alpen Gampelen und Laui auf der W-Seite des Brunnitals (Koord. 700,400/189,075 bis 189,150) zwei einige Meter dicke „etwas versackte Linsen einer Breccie aus Hochgebirgskalktrümmern und dolomitischen Brocken in spärlichem sandigem Bindemittel mit kleinen Nummuliten und Orthophragminen“ erwähnt und mit Basalkonglomeraten der autochthonen Nummulitenschichten („Auversien“ von J. J. JENNY, 1934, 14) verglichen. Eine Nachprüfung dieser Vorkommen hat nun ergeben, dass sie sehr wahrscheinlich nicht abgesackt sind, dass die dolomitischen Komponenten dem mittleren Teil des Quintnerkalks angehören, dass Quarzsand, Nummuliten und Orthophragminen aus den Nummulitenschichten aufgearbeitet sein dürften, dass das Bindemittel vielfach deutlich den Charakter der Stadschiefer hat, und dass die eocaenen Basalkonglomerate der Windgällenfalte ein ganz anderes Aussehen besitzen. Ich möchte diese Breccien daher heute nicht mehr zu den aus dem Bereich der Windgällenumulde verschleppten Nummulitenschichten-Linsen (1937, 3, p. 86, 137, 138; 1943, 4, p. 10) rechnen, sondern mit den oben beschriebenen jüngeren Konglomeratlagen in den Stadschiefern in Zusammenhang bringen.

Es ist wegen der komplizierten tektonischen Verhältnisse (vgl. 4, p. 8, 12) und wegen der grossen Aufschlusslücken in den Stadschiefern unmöglich, sich ein genaueres Bild über die Zusammenhänge und die Entstehungsbedingungen der vier Konglomeratvorkommen zu machen. Als sicher kann man annehmen, dass die Gerölle aus dem nördlicheren Teil des autochthonen Malmmantels (Erstfelder Aufwölbung + Windgällenfalte, vgl. 4, p. 8) herrühren. Da auf dem Rücken der Erstfelder-Falte im Brunnital stellenweise der mittlere Quintnerkalk die Oberfläche bildet, könnte man hier das Ausgangszentrum der Gerölle vermuten. Aus der Mächtigkeit der Konglomeratlagen und der Grösse der Komponenten lässt sich ableiten, dass das Vorkommen 4 dem Ausgangszentrum der Gerölle relativ am nächsten lag, auch deshalb, weil Quintnerkalktrümmer dominieren; die Vorkommen 1 und 2 müssen in grösserer Entfernung entstanden sein, und die „härteren Bänke“ des Vorkommens 3 dürften die äussersten Ausläufer der Konglomeratbildung darstellen.

b) Vorkommen in der Griesstock-Decke und am Kapfenberg.

1. Im Jahre 1932 entdeckte ich bei der Niemerstafel Alp westlich vom Klausenpass unter der Stirn des Rückenteils der Griesstock-Decke in verkehrter Lagerung einige kleine Vorkommen eines brecciösen Konglomerates von maximal 5 m Mächtigkeit. Es wurde als „Breccie von Niemerstafel“ bereits früher beschrieben (1937, 3, p. 148, 149). Die Stellung im Schichtverband ist der komplizierten Tektonik wegen leider nicht klar ersichtlich. Das Konglomerat stösst oben an hellen Quintnerkalk; dieser Kontakt könnte aber tektonisch entstanden sein. Ob ein kleines Vorkommen von Valanginienkalk und eine Lamelle von Kieselkalk zerquetschte Reste des stratigraphischen Liegenden oder nur grosse Blöcke in der Trümmerbildung sind, vermochte ich nicht sicher zu entscheiden; wahrscheinlicher ist ersteres, da wenig östlicher in der gleichen tektonischen Stellung Zementsteinschichten und Reste von Oehrlikalk, Valanginienkalk und Kieselkalk auftreten. Die Konglomeratvorkommen liegen unmittelbar auf einer verschleppten Lamelle von Taveyannazsandstein des Flyschfensters von Niemerstafel, sind also im Hangenden tektonisch begrenzt (vgl. 1943, 4, p. 17).

Das Bindemittel dieser Konglomerate hat Stadschiefer-Charakter. Als Komponenten treten die Gesteine vom Kieselkalk bis zu den Nummulitenschichten auf. Sie müssen der Facies nach aus der nächsten Umgebung, und zwar wahrscheinlich aus dem südlich oder östlich benachbarten Gebiet stammen, wo stellenweise sogar der Quintnerkalk freiliegt⁴⁾, während die Schichtserie der Griesstock-Decke nordwestlich der Konglomeratvorkommen vollständig erhalten geblieben ist.

2. Östlich vom Klausenpass, zwischen der NE-Ecke der Klus und Waldhütte am W-Ende des Urnerbodens (Koord. 709,800/192,100 bis 710,500/193,150) fand ich im Sommer 1943 am Fuss der Quintnerkalkwände der Griesstock-Decke in einer Reihe von kleinen Aufschlüssen eine zerquetschte und kleingefaltete, verkehrte Kreide-Eocaen-Serie vom Kieselkalk bis zum Taveyannazsandstein⁵⁾. In den eocaenen Schiefermergeln dieser Serie ist eine 1—2 m dicke geröllführende Schicht eingelagert. In tektonisch weniger gestörten Aufschlüssen liegt sie ca. 8—10 m über den Nummulitenschichten. E Waldhütte liegt über, bzw. vor dieser Serie eine Schuppe, in der ein ca. 15 m mächtiges Konglomerat unmittelbar auf Drusbergschichten transgrediert. Es ist durch schiefrige Lagen etwas gegliedert. Die höchsten Gerölle liegen hier bereits in den Dachschiefern, bis ca. 1,5 m über der Basis der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe. Unter den Komponenten fanden sich Kieselkalk und Echinodermenbreccie selten, Drusbergschichten häufiger; Schrattenkalk herrscht vor; Gault und Seewerkalk scheinen sehr selten zu sein; ein Bruchstück von Orthophragminensandstein, einzelne Assilinen und Nummuliten (darunter *N. uroniensis?*) und grössere Quarzkörner stammen aus den Nummulitenschichten. Die Gerölle können mehrere dm Durchmesser erreichen. Zwischen ihnen findet sich bald nur spärlich, bald reichlicher Stadschiefer-, bzw. zuoberst Dachschiefer-Material.

Aus den geschilderten Mächtigkeits- und Lagerungsverhältnissen lässt sich folgern, dass das Liefergebiet der Gerölle südlich der Vorkommen gelegen war.

⁴⁾ Die Schichtserie der Griesstock-Decke dürfte im Gebiet der Kampli Alp und E vom Klausenpass im wesentlichen erst nach Ablagerung der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe bis auf den Quintnerkalk hinab erodiert worden sein (vgl. 3, p. 166). Wieviel schon zur Zeit der eocaenen Schiefermergel abgetragen wurde, lässt sich nur noch an Hand der Gerölle in den gleichaltrigen Konglomeraten abschätzen.

⁵⁾ Die geologische Karte des Kantons Glarus von J. OBERHOLZER (1942, 22) gibt hier nur zwei Wildflyschvorkommen an.

Da aber die Griesstock-Decke E vom Klausenpass mit Ausnahme der beschriebenen verkehrten Serie keine Spur von Kreide- oder Eocaen-Gesteinen mehr enthält (vgl. Fussnote 4, p. 318), kann man diese Annahme durch direkte Beobachtungen nicht mehr belegen.

Die tektonische Situation der Vorkommen E vom Klausenpass ist gleich wie bei Niemerstafel; beide liegen verkehrt unter der Stirn des Rückenteils der Griesstock-Decke. In stratigraphischer Hinsicht ist besonders die höhere Schuppe bei Waldhütte mit dem Vorkommen von Niemerstafel verwandt.

3. In einer Holzschneise auf der NW-Seite des Kapfenberges bei Weesen (Koord. 726,050/222,575) fand ich im Sommer 1939 in verkehrter Lagerung, mit Taveyannazsandstein verschuppt, feinsandige eocaene Schiefermergel, in denen konglomeratische Partien und etwas Sandstein vorkommen. Einzelheiten der Lagerung konnten der Kleinheit der Aufschlüsse wegen nicht ermittelt werden. Unter den nur einige cm Durchmesser erreichenden Geröllen herrscht Seewerkalk vor. Ferner konnten Bruchstücke von Orthophragminensandkalk, einzelne meist zerbrochene Assilinen, Nummuliten und Orthophragminen sowie grosse Glaukonit- und Quarzkörner festgestellt werden, die den Nummulitenschichten entstammen dürften. Das Bindemittel ist stadschieferartig.

Die im Konglomerat enthaltenen Gesteine finden sich in den Resten der verkehrten Serie unter dem Malm des Kapfenberges wieder vor. Ich fand dort Gault (nur im Schutt), Seewerkalk, Assilinengrünsand und Orthophragminensandkalk übergehend in pectinidenschieferartige Gesteine (vgl. auch ARN. HEIM, 1907, 11; 1910, 1917, 12). Die Gerölle dürften demnach aus der nächsten Nachbarschaft stammen; die Richtung lässt sich allerdings nicht mehr ermitteln.

Das Konglomeratvorkommen am Kapfenberg erinnert in seiner tektonischen Stellung und in der stratigraphischen Verknüpfung mit Taveyannazsandstein an die Fundstellen in der Griesstock-Decke. Man darf mit dieser Ähnlichkeit vielleicht sogar die Annahme begründen, der Kapfenberg sei die an den Alpenrand verschleppte östliche Fortsetzung des Rückenteils der Griesstock-Decke und hänge nicht direkt mit der Wagetenkette zusammen, welche dem am Klausenpass sich loslösenden Stirnteil der Griesstock-Decke entsprechen dürfte (vgl. 4, p. 33).

c) Vorkommen in der Glarner-Decke (?).

In der Schutthalde auf der SE-Seite des Rotstocks, etwa 750 m WSW von Burg, dem obersten Stafel der Altenoren Alp S Linthal, fand ich auf ca. 1950 m Höhe (Koord. ca. 715,000/191,800) im Sommer 1945 einige Blöcke eines Konglomerates, welches stadschieferartiges Bindemittel aufweist und seitlich in Stadschiefer übergeht. Als Komponenten kommen einerseits Kreidekalke vor, die ich makroskopisch als Drusbergschichten(?), Schrattenkalk und Seewerkalk deute, wovon der letztere vorherrscht. Andererseits ist Material aus den Nummulitenschichten (Nummulitenkalk, Sandstein, einzelne Assilinen, Nummuliten (darunter *N. complanatus*), Orthophragminen und grössere Quarzkörner) reichlich vertreten.

Ich suchte am darüberliegenden Hang leider vergeblich nach dem Anstehenden. Es folgen sich dort (vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 25; J. OBERHOLZER, 1933, 21; 1942, 22) über ultrahelvetischem Flysch, der als Herkunftsort sicher nicht in Frage kommt, die zerquetschte Malmkalk-Lamelle der Griesstock-Decke, ein stark ausgewalztes Stadschieferband, das den „verschürften Massen“ der Kammlistock-Decke angehören dürfte (vgl. 4, p. 18, 36), und dann, den Gipfel des Rotstocks bildend, Malm und etwas untere Kreide (bis zum Kieselkalk) der Glarner-Decke. Von diesen drei Baugliedern dürfte als Heimat der Konglomerate am ehesten wohl

die Glarner-Decke in Frage kommen. Da der Rotstock-Gipfel kein Tertiaer mehr enthält, müsste man allerdings annehmen, der letzte Rest davon sei erst in relativ junger Zeit gegen SE abgestürzt und habe dabei die Konglomeratblöcke in der Schutthalde geliefert. Der Unsicherheit über die Herkunft wegen kann natürlich über die Entstehung des Konglomerates nichts Näheres ausgesagt werden.

d) Vorkommen in Kammlistock- und Axen-Decke.

1. In den Stadschiefermassen zwischen Kleintal und Gigental, am N-Fuss des Gitschen, W des Urnersees, hat A. BUXTORF in grosser Menge konglomeratische Einlagerungen entdeckt. Er hat 1912 (5) kurz darüber berichtet und die Vorkommen auch auf der Geol. Vierwaldstätterseekarte und den zugehörigen Profilen (1916, 8) ausgeschieden. Diese „Kleintalkonglomerate“ wurden später auch von H. ANDEREGG (1940, 1, p. 22—26) näher untersucht.

Nach den Arbeiten von A. BUXTORF und H. ANDEREGG handelt es sich um brecciöse Konglomerate, deren Komponenten der helvetischen Unterlage (Oehrlikalk(?), Valanginienkalk bis Nummulitenschichten) entstammen und deren mergeliges Bindemittel sich von normalen Stadschiefern nicht oder nur wenig unterscheidet. Es kommen auch grob- und feinsandige Partien vor, deren Quarzsand wie die isolierten Assilinen, Nummuliten und Orthophragminen darin aus den Nummulitenschichten herzuleiten sind.

Die zugehörige Erosionszone ist im Norden anzunehmen, weil die Schichtserie im Bereich der Konglomerate und südlich davon vollständig erhalten ist. Tektonisch gehören die „Kleintalkonglomerate“ zum äussersten Nordrand der „Kleintalserie“, d. h. zur nördlichsten Partie der Axen-Decke s. l. (vgl. 4, p. 35⁶).

2. In der Nordwand des Claridenstocks, nördlich seines westlichen Vorgipfels P. 3202, entdeckte ich im Sommer 1945 östlich neben dem in die Wand hinaufreichenden SW-Zipfel des Claridengletschers zwischen ca. 2500 und 2600 m Höhe ein (bisher als Unterkreide kartiertes) Vorkommen eocaener Gesteine. Es bildet einen Muldenkern in einem grösseren, zu den „verschürften Kreide-Eocaen-Massen“ der Kammlistock-Decke gehörigen, kompliziert gefalteten Paket (vgl. 4, p. 35). Diese Eocaenmulde wird zur Hauptsache von Schiefermergeln gebildet, die das Aussehen der Stadschiefer haben. In der unteren, im normalen Schenkel ca. 25—30 m dicken, in der verkehrten Serie nur geringmächtigen Partie der Schichtfolge sind Konglomerate und Sandsteine eingelagert. Die Serie transgrediert im normalen Schenkel der Mulde auf mächtigen unteren Schrattenkalk; in der gefalteten verkehrten Serie sind davon nur noch wenige Meter vorhanden, und in den südlichsten, höchsten Vorkommen scheint die Transgression lokal die Drusbergschichten zu erreichen. Meist beginnt die Eocaenserie mit einer Konglomeratbank, die mit der Unterlage verzahnt sein und bis zu 8 m Dicke aufweisen kann. Höher treten noch mehrere weitere konglomeratische Lagen und Geröll-einstreuungen in den Schiefermergeln auf. Sandsteinbänke von grobem und feinem Korn und Einlagerungen sandiger Schiefer wechseln mit den Konglomeraten ab. Sie kommen besonders in höherem Niveau vor; feinkörniger Sandstein liegt lokal aber auch direkt auf dem Schrattenkalk. Die Zusammensetzung der Schichtserie wechselt im einzelnen rasch, was nicht nur durch die tektonische Verschuppung und Zerquetschung, sondern auch stratigraphisch bedingt sein dürfte.

⁶) In der hier zitierten Arbeit sollte im Abschnitt über die westliche Fortsetzung der Kammlistock-Decke statt „Gitschenserie“ jeweils „Kleintalserie“ stehen.

Die Komponenten der Konglomeratlagen sind fast immer klein, können aber vereinzelt bis zu 1,5 m Durchmesser erreichen. Ihr grösster Teil entstammt den Orbitolinenschichten. An älteren Gesteinen treten daneben noch Trümmer von Schrattenkalk, wahrscheinlich auch von Drusbergschichten sowie kieselkalkverdächtige Gerölle auf, welche letztere aber auch aus den sandigen Lagen im oberen Teil der Orbitolinenschichten herrühren könnten. Ziemlich häufig sind schwarze Phosphoritknollen, die aus den Basisbildungen des Albien stammen dürften; einige davon, die helle Ooide enthalten, müssen unmittelbar aus der Transgressionskruste oberer Schrattenkalk-Gault herrühren (vgl. 3, p. 123). Seewerkalk fehlt. Einzelne meist zerbrochene Assilinen und Nummuliten (darunter *A. exponens* und *N. complanatus*) und der an Menge stark wechselnde gröbere Quarzsand stammen aus den Nummulitenschichten. Das Bindemittel besteht aus Mergelmaterial vom Habitus der Stadschiefer. Fig. 1 auf Tafel X soll einen Eindruck vom Aussehen eines Teiles dieser Konglomerate vermitteln.

Konglomeratische Trümmer aus der Clariden-Nordwand findet man nicht selten in den Obermoränen des Claridengletschers, besonders dicht unter der Wand und W bis SW von P. 2163.

NE der Kammlilücke, am NW-Fuss des westlichen Vorsprungs am Kammlistock (P. 2987), fand ich im Sommer 1944 als Hangendes einer normalliegenden Lamelle von Oehrlkalk, Valanginienkalk und Kieselkalk, auf dem letzteren transgredierend, eine 2—4 m dicke Konglomeratbank, gefolgt von Stadschiefern. Darin ist nahe der Basis eine bis 2 m dicke Sandsteinbank eingelagert, worin lokal auch noch kleine Gerölle vorkommen. Etwas höher, fast unmittelbar unter dem verkehrten Quintnerkalk der Kammlistock-Decke s. str., trifft man noch einmal eine Konglomeratbank, die zu einer leider grösstenteils kaum zugänglichen tektonischen Repetition der tieferen Serie gehören dürfte⁷⁾. Beide Serien, besonders die obere, sind stark ausgewalzt; die in mergeligem Bindemittel liegenden Gerölle der Konglomerate sind daher z. T. nur schwer zu erkennen. Die Zusammensetzung scheint qualitativ wie quantitativ sehr ähnlich zu sein wie in den Konglomeraten der Clariden-Nordwand, so dass wohl unter dem Kammlistock hindurch ein unmittelbarer Zusammenhang der beiden Vorkommen angenommen werden kann.

Die Stadschiefer des verkehrten Schenkels der Kammlistock-Decke s. str., die beidseitig des Kammlistock-Nordgrates am Gries- und am Claridengletscher gut aufgeschlossen sind, enthalten in mindestens 20 m Höhe über ihrer stratigraphischen Basis mehrere Schichten teils grob- teils feinkörnigen Quarzsandsteins, der grosse Ähnlichkeit mit den Sandsteinen aufweist, welche die Konglomerate in der Clariden-Nordwand und bei der Kammlilücke begleiten. Dies lässt, wie auch die gute facielle Übereinstimmung in der Kreide, auf sehr nahe Beziehungen zwischen den beiden Baugliedern schliessen.

Die Orbitolinenschichtentrümmer in den Konglomeraten stimmen im Aussehen mit den Vorkommen dieser Gesteine in der Kammlistock-Decke s. str. und in der Lamelle der Clariden-Nordwand (in deren östlichem Teil sie noch erhalten sind) überein. In der Kammlistock-Decke s. str. kann man ferner feststellen, dass der in den Konglomeraten fehlende Seewerkalk schon vor Ablagerung der Nummu-

⁷⁾ Die Darstellung dieser Stelle in meiner „Tektonik des oberen Schächentals“ (1943, 4, Taf. 2, Prof. 1) ist nicht richtig. Valanginienkalk und Kieselkalk des verkehrten Schenkels der Kammlistock-Decke s. str. lösen sich von den Oehrlschichten nicht ab, sondern keilen gegen S bzw. oben rasch aus. Die von den Konglomeraten begleiteten beiden Kreide-Lamellen sind durch ein Stadschieferband vom Verkehrtchenkel der Decke getrennt und gehören zu den „verschürften Massen“.

litenschichten erodiert worden ist. Diese Beobachtungen sprechen dafür, dass das Trümmersmaterial aus der nächsten Umgebung der Konglomeratvorkommen stammt. Näheres über die Lage des Erosionsgebiets und die Transportrichtung der Gerölle kann leider nicht ausgesagt werden, da die tektonischen Beziehungen zwischen den „verschürften Massen“ und der Kammlistock-Decke s. str. nach den neuesten Untersuchungen wahrscheinlich anders sind, als früher (4, p. 19) angenommen wurde, und noch näher abgeklärt werden müssen. Erwähnenswert ist immerhin, dass die Konglomerate der Clariden-Gruppe im grossen ungefähr in der streichenden Fortsetzung der Kleintal-Konglomerate der Urirotstock-Gruppe auftreten und deshalb vielleicht ursprünglich mit ihnen zusammenhängen.

3. In der Bergsturz-Abrissnische von Planken (auch Blanken geschrieben) E vom Deyenstock auf der Nordseite des Klöntals (vgl. J. OBERHOLZER, 1942, 22) findet man eine Reihe von Kreide-Eocaen-Schollen, die OBERHOLZER (1933, 21, p. 119) zur Stirnpartie der Bächistock-Schuppe, der tiefsten Schuppe auf dem Rücken der Axen-Decke, stellt. Die Lagerungsverhältnisse dieser Schollen sind im einzelnen ziemlich verworren. Man findet an Kreidestebenen Drusbergschichten, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk. Auf letzterem kommen hier und da kleine Reste von Assilinengrünsand, bzw. -kalk vor. Auf ihnen, meist aber unmittelbar auf dem Seewerkalk liegt gewöhnlich eine Serie von Konglomerat- und (teilweise geröllführenden) Sandsteinbänken, die mit Schiefermergeln vom Charakter der Stadschiefer wechsellagern und variable Mächtigkeiten und Reihenfolge aufweisen. Stellenweise schien mir nur eine einzige Konglomeratbank vorzuliegen. Die dickste beobachtete Geröllschicht hatte 5—7 m Mächtigkeit.

Ein weiteres, ebenfalls aus Konglomerat- und Sandsteinbänken zwischen Stadschieferlagen bestehendes Vorkommen fand ich, zwischen Mürtschen- und Axen-Decke eingeklemmt und von beiden tektonisch abgetrennt, S von Herberig auf der S-Seite des Deyenstocks (Koord. 717,650/210,650). Zugehörige Kreide ist hier nicht vorhanden. Es muss ein ähnlicher unter die Axen-Decke eingewickelter Fetzen wie diejenigen von Planken sein.

Schliesslich sah ich bei der Deyen-Alp (Koord. 717,900/212,300) noch eine 35 cm dicke konglomeratische Schicht ca. 7 m über den Nummulitenschichten (Assilinengrünsand), welche hier den Seewerkalk der Bächistock-Schuppe normal überlagern.

Das Bindemittel der Konglomerate nördlich vom Klöntal ist stets stadschieferartiges Material. Die Komponenten stammen aus der nächsten Nachbarschaft. Ich sah an einer Stelle oberhalb der oberen Hütten von Planken relativ viel Schrattenkalk und einzelne Trümmer von Orbitolinenschichten, am oberen Felszahn am E-Rande des Kessels von Planken auch einzelne, z. T. sehr grosse Brocken von Gaultsandstein (vgl. Tafel X, Fig. 2). In allen Vorkommen herrscht Seewerkalk vor⁸⁾. Einzelne Nummuliten (bei Herberig), Assilinen, Glaukonitkörner und pectinidenschieferartige Geröllchen (bei Deyen Alp) stammen aus den Nummulitenschichten. Schwieriger ist die Herkunft der grossen Mengen groben Quarzsandes (Durchmesser bis 2 mm) zu erklären, denn die Nummulitenschichten dieser Facieszone enthalten nur noch feinste Quarzkörnchen, und ob die erodierten Partien der Albien-Basisbildungen eine ausreichende Menge grober Quarzkörner haben liefern können, erscheint fraglich. Ein längerer Transportweg kommt aber nicht

⁸⁾ Am oberen Felsturm am E-Rand des Kessels von Planken liess sich gut beobachten, wie der Seewerkalk an der Oberfläche mehr und mehr aufgelockert ist und sich in unzählige Trümmer auflöst, die von Stadschiefer-Bindemittel in zunehmender Menge umgeben werden.

in Frage, weil die Stadschiefer der weiteren Umgebung frei von Sandsteinbänken oder einzelnen grösseren Quarzkörnern sind.

Da die Bächistock-Schuppe im Bereich des Klöntals bis auf die spärlichen Reste von Herberg-Deyen Alp-Planken abgetragen ist, lässt sich Lage und Form des hier im jüngeren Eocaen erodierten Gebietes und die Transportrichtung des Trümmersmaterials kaum noch ermitteln. Sicher ist nur, dass ein Teil der Schollen von Planken dem Erosionsgebiet selbst angehört haben muss.

e) Vorkommen in der Alpenrandkette und in der Drusberg-Decke.

1. Über die Konglomerate des Schimberg-Gebietes (S Entlebuch), die von F. J. KAUFMANN entdeckt wurden (1872, 15, p. 163; 1886, 16, p. 355), ist der Arbeit von H. MOLLET (1921, 19, p. 20, 21) folgendes zu entnehmen:

In den eocaenen Schiefermergeln im Hangenden des Hohgantsandsteins (Schimberg- und Globigerinenschiefer von H. MOLLET) ist eine Reihe von Konglomeratbänken und einzelne Gerölle und Blöcke (deren Grösse 2 m³ erreichen kann) eingelagert. Es treten auch Sandsteinlagen auf. Die Gerölle entstammen der Schichtserie vom Kieselkalk bis zum Hohgantsandstein; Drusbergschichten und Schrattenkalk sind am häufigsten.

Das Erosionszentrum zu diesen Konglomeraten dürfte im Norden der Vorkommen zu suchen sein. Die eigenartigen kleinen Schrattenkalk-Klötze in den Falten des Schimberg-Nordhangs sind vermutlich Erosionsrelikte aus jener Zeit (vgl. auch H. MOLLET, 1943, 20).

2. Die Konglomerate von Rütene E von Beckenried, an der Stirn der Seelisberg-Falte der Drusberg-Decke, sind von A. BUXTORF (1913, 6; 1916, 7) ausführlich behandelt und später von H. J. FICHTER (1934, 10) nochmals besprochen worden.

Nach A. BUXTORF liegt auf tektonisch ziemlich stark gestörten Oberkreide-Mergeln im östlichen Teil der Aufschlüsse zunächst eine in Linsen zerrissene Bank von Grünsandkalk, die einige wenige Gerölle enthält. Auf ihr bzw. im W direkt auf den Oberkreide-Mergeln folgen zwei konglomeratische Bänke, die mergeliges Bindemittel enthalten und durch geröllfreie Flyschschiefer getrennt und überlagert sind. An der Basis der unteren, nur in den westlichen Aufschlüssen gut entwickelten Konglomeratschicht findet sich reichlich Glaukonit. Die Komponenten der Konglomeratlagen entstammen der Schichtserie der Drusberg-Decke (Schrattenkalk bis Seewerkalk). Grobe Quarzkörner können (nach H. J. FICHTER) aus den Basisbildungen des Albien herrühren. Einzelne teils ganz erhaltene, teils zerbrochene Assilinen und Nummuliten (darunter *A. exponens* und *N. complanatus*) werden von beiden Autoren für autochthon gehalten.

Bei einem kürzlichen Besuch der Fundstelle konnte ich noch folgende ergänzenden Beobachtungen machen: Die basale Grünsandbank stimmt in der Ausbildung mit der Bank der Nummulitenschichten im südwestlich benachbarten Ischenwald gut überein; ich sah darin nur kleine Gerölle von Seewerschichten. Das mergelige Bindemittel der unteren Konglomeratbank und die geröllfreien Schiefermergel darüber haben den Charakter von Globigerinenschiefern; in der oberen Konglomeratbank und ihrem Hangenden treten die dichten, foraminiferenfreien Mergel der südlichen, ans Ultrahelvetische anklingenden Facies mit einigen dünnen und feinkörnigen Sandsteinlagen auf. Den Wechsel dieser beiden Ausbildungsarten stellte ich in der Abteilung der eocaenen Schiefermergel im Ischenwald ebenfalls mehrfach fest. Die untere, glaukonitführende Konglomeratbank ist auch am E-Ende der Aufschlüsse von Rütene noch deutlich erkennbar, obschon von

viel geringerer Mächtigkeit als im W. Sie überlagert die Linsen der Grünsandbank mit scharfer Grenze. Das Gestein der Grünsandbank bildet in den westlicheren Aufschlüssen einwandfrei erkennbare Gerölle in der unteren Konglomeratbank.

Aus den älteren und neueren Beobachtungen lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Die basale, nur lokal vorhandene Grünsandbank entspricht den Nummulitenschichten. Die Seewergerölle darin entstanden bei der Transgression dieser Schichten über die Kreide. Die darüber folgenden beiden Konglomeratbänke mit Mergelbindemittel gehören dagegen der Abteilung der eocaenen Schiefermergel an. Diese Schichtabteilung transgrediert hier (mit der unteren Konglomeratlage) schief über Nummulitenschichten und Oberkreide-Mergel. Die einzelnen Nummuliten und Assilinen und der Glaukonit der Konglomeratlagen dürften wie die Grünsandgerölle aus den Nummulitenschichten aufgearbeitet sein.

Dass die Herkunft der Kreidegerölle nicht durch Beobachtungen ermittelt werden kann, weil die Schichtserie der Drusberg-Decke in der sichtbaren Umgebung des Konglomeratvorkommens noch vollständig erhalten ist, hat A. BUXTORF bereits ausgeführt. Man könnte das Erosionszentrum am ehesten wohl in nördlicher Richtung, im verkehrten Schenkel der Seelisberg-Falte, vermuten.

3. Die von L. ROLLIER im Jahre 1918 aufgefundenen und seit 1919 auch von A. JEANNET untersuchten konglomeratischen Einlagerungen im Eocaenprofil des Spirstocks S Ober Iberg sind zuerst kurz von L. ROLLIER (1920, 23) erwähnt und mit denjenigen des Schimbergs am Alpenrand parallelisiert worden. A. JEANNET hat 1935 die Schweiz. Geologische Gesellschaft an die interessante Stelle geführt, hat das Profil im Exkursionsbericht ausführlich beschrieben (13) und auch in zwei weiteren Arbeiten darüber berichtet (1939, 13a; 1940, 13b).

A. JEANNET unterscheidet drei Abteilungen, von unten nach oben:

I. Untere Sandsteine, ca. 50 m, bestehend aus einer Wechsellagerung von Sandsteinbänken mit glimmerführenden Schiefermergeln.

II. Mergel mit Geröllen verschiedener Gesteine, ca. 60 m; die Blöcke und Gerölle, deren Durchmesser 1 m erreichen kann, entstammen der südhelvetischen Schichtserie vom Kieselkalk bis zu den Nummulitenschichten.

III. Sandsteine und polygene Breccien des Gipfelgebiets, 15—20 m; darin an der Basis aufgearbeitete Lutétien-Nummuliten und -Assilinen (Bestimmungen von W. LEUPOLD); im oberen Teil (nach L. ROLLIER und meinen Beobachtungen) auch eine Schicht von Ölquarzit.

Diese Serie transgrediert meist auf Wangschichten. Die Nummulitenschichten werden NE der Lauchernbodenhütte abgeschnitten und erscheinen weiter südlich nur noch in einigen kleinen Relikten.

W. LEUPOLD, der das Spirstock-Profil in ein abgewickelteres Faciesschema der süd- und ultrahelvetischen Nummuliten- und Flyschbildungen (1938, 18, Taf. 12) mit aufgenommen hat, nimmt auch an der Basis des dritten Komplexes wegen einer lokal beobachteten Diskordanz (A. JEANNET, 13a, b) eine (priabone) Transgression an.

Auf einer vor kurzem ausgeführten Exkursion an den Spirstock sah ich noch folgendes: Die Mergel des Profils zeigen z. T. (besonders in den Abteilungen I und II) noch die Facies der Globigerinenschiefer; die dichte, foraminiferenfreie Ausbildung herrscht jedoch vor. Die Sandsteinbänke (die auch in der Abteilung II nicht ganz fehlen) haben grossenteils starke Ähnlichkeit mit den Sandsteinlagen, die den südhelvetischen eocaenen Schiefermergeln westlicherer Gebiete (z. B. Bauen-Brisen-Kette, vgl. p. 315 und 323) normal eingelagert sind, zeigen aber teilweise stärkeren „ultrahelvetischen“ Einschlag (besonders im oberen Teil mit Öl-

quarzit)⁹⁾. Die scharfe Untergrenze der Abteilung III ist daher wohl kaum als Transgression, sondern als einer der vielen in der Flyschfacies üblichen scharfen Mergel-Sandstein-Wechsel, und alle drei Abteilungen zusammen sind als ein Ganzes aufzufassen.

Einige dünne konglomeratische Lagen mit südhelvetischen Kreide- und Nummulitenschichten-Trümmern in mergeligem Bindemittel fand ich auch schon im unteren Teil der Abteilung I. Das aufgearbeitete Material ist also, abgesehen vom oberen Teil der Abteilung III, der ganzen Serie der eocaenen Schiefermergel eingestreut; seine Menge ist aber im Verhältnis zur Gesamtmächtigkeit der Schichtgruppe sehr gering. Wie die oben erwähnten Transgressionsbeobachtungen an der Basis zeigen, muss das Spirstock-Gebiet bereits zum Rande der den Konglomeraten zugeordneten Erosionszone gehören. Ihr Zentrum dürfte im S oder SW des Spirstocks zu suchen sein. Dem gleichen Erosionsgebiet entstammen jedenfalls auch die Nummulitenkalkgerölle, die am Fidersberg in Sandsteinbänken gefunden wurden, welche ebenfalls zur Abteilung der eocaenen Schiefermergel gehören (vgl. A. JEANNET, 13, p. 639).

Allgemeine Ergebnisse.

Betrachten wir die beschriebenen Konglomeratvorkommen in den eocaenen Schiefermergeln der helvetischen Region noch kurz unter allgemeineren Gesichtspunkten, so lässt sich folgendes feststellen:

1. Die Konglomerate und die begleitenden Sandsteine sind räumlich eng begrenzte Bildungen, aber über das gesamte helvetische Querprofil verteilt.

2. Das Trümmermaterial tritt in einer oder mehreren konglomeratischen Lagen bzw. Sandsteinbänken auf. Es kann aber auch in Form von einzelnen Körnern, Geröllen oder Blöcken in die Schiefermergel eingestreut sein. Die Rundung der Trümmer ist meist nur unvollkommen.

3. Das Trümmermaterial stammt stets aus den Schichten im Liegenden der eocaenen Schiefermergel (Malm, Kreide und Nummulitenschichten) und aus der nächsten Umgebung der Vorkommen. Der Quarzsand, die Glaukonitkörner und die isolierten eocaenen Grossforaminiferen dürften ebenfalls stets aufgearbeitet sein.

4. Das Bindemittel der Konglomerat- und Sandsteinbänke ist, wenn überhaupt erkennbar, mehr oder weniger normales Sedimentmaterial der eocaenen Schiefermergel.

5. Die allgemeine Facies dieser Schiefermergel ändert sich in den Konglomeratgebieten nicht oder nur unwesentlich.

6. In den Konglomeratgebieten zeigt die Abteilung der eocaenen Schiefermergel z. T. transgressive Lagerung; diese Stellen dürften sich nahe den Erosionszentren befinden. Liegt die Abteilung normal auf den Nummulitenschichten, so treten die konglomeratischen Lagen nicht an der Basis, sondern erst in einem höheren Niveau der eocaenen Schiefermergel auf; dies Verhalten deutet auf grössere Entfernung von den Erosionszentren hin.

Was die Entstehungsursachen der Konglomerate betrifft, ist auf die Ausführungen von A. BUXTORF (1916, 7; 1918, 9), H. MOLLET (1921, 19), A. JEANNET (1935, 13; 1940, 13b), W. BRÜCKNER (1937, 3) und H. ANDEREGG (1940, 1) zu verweisen, deren Ansichten im wesentlichen übereinstimmen.

⁹⁾ Mir fiel besonders die Ähnlichkeit mit dem subalpinen Flysch der Zone Niederurnertal-Feldredertengrat-Unteres Trebsental auf, der vermutlich nur wenig südlicher beheimatet gewesen sein dürfte.

Sehr hinderlich für die Erklärung ist der Umstand, dass sich sämtliche bekannten Vorkommen an tektonisch kompliziert gebauten Stellen befinden und/oder durch Erosion, Schuttbedeckung oder sonstwie isoliert sind.

Das Auftreten der Konglomerate an sich sowie ihre z. T. transgressive Lagerung zeigen an, dass gewisse Partien im Ablagerungsraum der eocaenen Schiefermergel während deren Sedimentation über den Meeresspiegel emporgehoben und dadurch der Erosion ausgesetzt worden sind. Diese Heraushebungen können durch Aufwölbungen in Falten- oder Kuppelform oder infolge von Bruchbildung entstanden sein. Vermutlich war beides wechselnd oder miteinander der Fall. Für das Vorhandensein einer grossen Verwerfung spricht besonders das Vorkommen am Schimberg (vgl. H. MOLLET, 1921, 19, p. 21). Eocaene Brüche nimmt A. JEAN-NEST (13a, b) auch im Spirstockgebiet an. An eine langgestreckte Aufwölbung in Richtung des heutigen Alpenstreichens könnte man bei den Vorkommen in der Griesstock-Decke und am Kapfenberg denken. Kuppelförmige Erhebungen mögen z. B. im autochthonen Sedimentmantel des oberen Schächentals und beim Klöntaler Vorkommen vorgelegen haben. Die Hebungen können erst nach Ablagerung der Nummulitenschichten eingesetzt haben, da diese Schichten noch keine Anzeichen davon erkennen lassen, sondern mit aufgearbeitet sind. Ob die Hebungen einmalig und kurzfristig waren oder während längerer Zeit andauerten, kann nicht entschieden werden; die beobachteten Tatsachen lassen beide Deutungen zu.

Da die Schichtabteilung der eocaenen Schiefermergel in den Konglomeratgebieten vielfach über das denudierte Areal transgrediert, und da mehrfach zu beobachten ist, dass die Konglomerate noch von geröllfreien Gesteinen überlagert werden, muss man folgern, dass auf die Hebung und Erosion jeweils allmähliche Senkung nachfolgte, wodurch die Inseln nach und nach wieder versanken. Die völlige Überflutung ist in den meisten Fällen sicher noch während der Bildung der eocaenen Schiefermergel erfolgt; beim Vorkommen von Waldhütte kann sie jedoch erst nach Beginn der Sandstein-Dachschiefer-Sedimentation eingetreten sein.

Weil die eocaenen Schiefermergel in der Regel keine Leitfossilien enthalten, lässt sich das Alter der Hebungen und des Beginns der Konglomeratbildung leider nicht präzise bestimmen. Man könnte annehmen, die Entstehung sämtlicher Vorkommen sei auf einen einheitlichen, überall gleichzeitigen tektonischen Vorgang zurückzuführen, der dann wegen der Vorkommen im Autochthonen erst im Priabonien stattgefunden haben könnte. Man kann aber auch von der Überlegung ausgehen, dass die Untergrenze der eocaenen Schiefermergel des Helvetikums (wie in der Einleitung erwähnt) einer Faciesgrenze entspricht, die im S wahrscheinlich älter als im N ist, dass infolgedessen im S ein grosser Teil der Mergel bereits zum Lutétien gehören und deshalb auch die Bildung der Konglomerate im Südhelvetikum schon im Lutétien eingesetzt haben könnte, so dass der tektonische Impuls sich mit der Zeit von S nach N fortgepflanzt hätte.

Zum Schluss sei noch auf die grosse Ähnlichkeit der Konglomerate in den eocaenen Schiefermergeln mit ebenfalls nur lokal auftretenden konglomeratischen Bildungen an der Basis der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe des Nordhelvetikums hingewiesen. Deren bisher bekannte Vorkommen sind von W nach E folgende: Firrenbandlinse W vom Surenenpass (vgl. H. ANDEREGG, 1940, 1, p. 43), Gebiet SW des Blinzi in der Hoh Faulen-Gruppe (1943 entdeckt), Felsrippe E P. 2327 S des Schwarzstöckli und Westfuss der Sattelhörner im Hintergrund des Brunntals (vgl. W. BRÜCKNER, 1937, 3, p. 163). Die Beobachtungen von Waldhütte (Griesstock-Decke), wo die Geröleinstreunungen nicht nur in den eocaenen Schiefermergeln, sondern auch noch in den tiefsten Schichten der Sandstein-Dachschiefer-

Gruppe auftreten, legen den Gedanken nahe, die Konglomerate an der Basis letzterer Schichtgruppe könnten den Trümmergesteinen in den eocaenen Schiefermergeln genetisch homolog sein; Hebungs- und Erosionsvorgänge hätten bei beiden etwa gleichzeitig eingesetzt, die zugehörigen Konglomerate in den Stadtschiefern seien jedoch bei den Vorkommen an der Basis der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe nicht mehr erhalten oder noch nicht aufgefunden worden.

Zitierte Literatur.

1. ANDEREGG, H.: Geologie des Isentals (Kanton Uri). — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 77, 1940.
2. BOUSSAC, J.: Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. — Mém. p. servir à l'explication d. l. Carte géol. détaillée d. l. France, Paris, 1912.
3. BRÜCKNER, W.: Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri). — Verh. Natf. Ges. Basel 48, 1937.
4. BRÜCKNER, W.: Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 80, 1943.
5. BUXTORF, A.: Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. — Eclogae geol. Helv. 12, 1912.
6. BUXTORF, A.: Geologische Karte der Rigihoehfluhkette, 1:25000. — Spez.karte 29 der Schweiz. Geol. Komm., 1913.
7. BUXTORF, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette. — Erl. Nr. 14 der Schweiz. Geol. Komm., 1916.
8. BUXTORF, A., A. TOBLER, G. NIETHAMMER, E. BAUMBERGER, P. ARBENZ, W. STAUB: Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1:50000 (mit zugehöriger Profiltafel). — Spez.karten 66a, b der Schweiz. Geol. Komm., 1916.
9. BUXTORF, A.: Über das mutmassliche Vorhandensein jung-cretacischer oder alt-eocaener Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. — Eclogae geol. Helv. 14, 1918.
10. FICHTER, H. J.: Geologie der Bauen–Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. — Beitr. Geol. Karte Schweiz N. F. 69, 1934.
11. HEIM, ARN. u. J. OBERHOLZER, Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25000. — Spez.karte 44 der Schweiz. Geol. Komm., 1907.
12. HEIM, ARN.: Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 20, Bd. I 1910, Bd. IV 1917.
13. JEANNET, A.: Excursion de la Société géologique suisse dans les Alpes de Schwytz. — Eclogae geol. Helv. 28, 1935.
- 13a. JEANNET, A.: Sur des cassures nummulitiques dans les Alpes de Schwytz (Suisse centrale). — C.R.S. Séances Soc. Géol. France, 1939.
- 13b. JEANNET, A.: Geologie der oberen Sihltaler Alpen (Kanton Schwyz). — Ber. Schwyz. Natf. Ges. 3, 1938/40.
14. JENNY, J. J.: Geologische Beschreibung der Hoh Faulen-Gruppe im Kanton Uri. — Verh. Natf. Ges. Basel 45, 1934.
15. KAUFMANN, F. J., Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. — Beitr. Geol. Karte Schweiz 11, 1872.
16. KAUFMANN, F. J.: Emmen- und Schlieregegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort. — Beitr. Geol. Karte Schweiz 24, I, 1886.
17. LEUPOLD, W.: Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. — Eclogae geol. Helv. 30, 1937.
18. LEUPOLD, W.: Die Flyschregion von Ragaz. — Eclogae geol. Helv. 31, 1938.
19. MOLLET, H.: Geologie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 47, 1921.
20. MOLLET, H.: Der Gspaltendossen am Schimberg (Kt. Luzern). — Eclogae geol. Helv. 36, 1943.

21. OBERHOLZER, J.: Geologie der Glarneralpen. — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 28, 1933.
22. OBERHOLZER, J.: Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000. — Spez.karte 117 der Schweiz. Geol. Komm., 1942.
23. ROLLIER, L.: Sur les Faciès du Nummulitique dans les Alpes suisses centrales et orientales. — Eclogae geol. Helv. 16, 1920.
24. SCHIDER, R.: Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern (mit geol. Karte). — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 43 und Spez.karte 76 der Schweiz. Geol. Komm., 1913.
25. SCHUMACHER, P. v.: Der geologische Bau der Claridenkette. — Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F. 50, IV, 1928.
26. STAEGGER, D.: Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern (Kantone Bern und Unterwalden). — Eclogae geol. Helv. 37, 1944.

Manuskript eingegangen den 20. Okt. 1945.



Fig. 1. Konglomerat aus Trümmern von Orbitolinenschichten und schwarzen Phosphoritknollen des Gault. Normalschenkel der Eocaenmulde in der N-Wand des Claridenstocks, ca. 25 m E vom Gletscherrand.

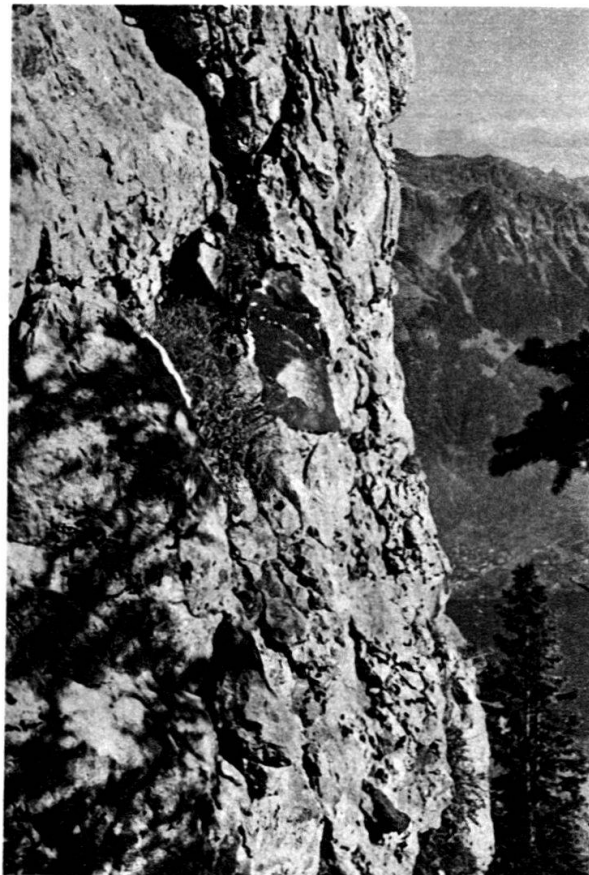


Fig. 2. Konglomerat aus Seewerkalktrümmern und einzelnen Gaultsandsteinblöcken (in der Bildmitte und am unteren Rand). W-Seite des obersten Felsturms am E-Rand des Kessels von Planken auf der N-Seite des Klöntals.