Zeitschrift: Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Bern

Herausgeber: Naturforschende Gesellschaft Bern

Band: - (1926)

Artikel: Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees

Autor: Schneeberger, Werner

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-319331

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: 11.12.2025

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

Aus dem Geologischen Institut der Universität Bern.

Werner Schneeberger.

Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees.

Historischer Ueberblick.

Das Gebiet nördlich des Thunersees war schon seit hundert Jahren Gegenstand eingehender geologischer Untersuchungen. Aus der sehr reichhaltigen Literatur seien nur die bedeutenderen Publikationen hier erwähnt.

Am intensivsten beschäftigte sich in der Frühzeit der geologischen Forschung STUDER mit unserer Gegend. 1825 beschreibt er das Gebiet von Ralligen (1), den „grünlichen Sandstein" der Tanzboden- und Dallenfluh mit den Mergelschiefern und dem Flysch. Die Ralligstöcke bestehen aus Kalk und „sind in der Höhe durch einen harten, quarzigen Sandstein (Hohgantsandstein) von graulich-rötlichbrauner Farbe bedeckt. Die Schichten fallen bis oben östlich." STUDER betrachtet die Aufeinanderfolge von

Mergel mit harten Sandsteinlagen, hartem Sandstein, hartem Sandstein mit Geröllen und Muscheln, braunem Sandstein mit Conglomerat,	Ralliggruppe.
Kalkschiefer,	Flysch
grünem Sandstein mit Mergelschiefern,	Tav. sandst.
hartem Sandstein oder Kalk mit Quarz gemengt,	Flysch
Mergelschiefer,	„
sandigem dunklem Kalk	Kieselkalk
Marmor	Schratten- und Lithothamn.kalk

als normale Schichtreihe, äussert aber Bedenken, dass die Fauna der Ralligschichten älter sein sollte als „Rogensteine und marmorartige Kalklagen" und erklärt den Widerspruch durch Annahme einer Ueberschiebung oder „Quetschung eines Gewölbes".

1834 stellt der gleiche Autor (2. 105ff.) das Justistal als ein bis zu grosser Tiefe geborstenes Gewölbe, den Sigriswilergrat als mauerähnlichen Gebirgskamm mit muldenförmiger Schichtung dar. Er erwähnt den Kieselkalk des Hauteriviens auf der NW-Seite des Sig-

riswilergrates, den Quarzsandstein, die Nummulitenschichten und die Brackwasserbildungen der Berglikehle. Die Kohlenflöze der Gemmenalp befinden sich nach seiner Darstellung in einem tiefern Niveau des Hohgantsandsteins als am Niederhorn.

Im Jahre 1839 unterscheidet STUDER (3) die stratigraphischen Hauptstufen: Neocom, Urgon, Nummulitenetage und Flysch. Der „grüne Sandstein" von Merligen und der Dallenfluh erhält den Namen Tavigliannazsandstein.

In monographischer Art behandelt RÜTIMEYER (4) 1850 die Gegend. Das Neocom mit Schiefern an der Basis und dem Spatangenkalk wird überlagert durch den hellen Rudistenkalk von sehr wechselnder Mächtigkeit. Das Gaultvorkommen der Waldegg ist noch unbekannt. Der Hauterivienkieselkalk der Balmholznische wird als Lias kartiert und beschrieben. In zwei Profilen, einer Karte und einer Ansichtszeichnung legt Rütimeyer den tektonischen Aufbau der Gegend in seinen Grundzügen fest. In der Karte sind an helvetischen Gesteinen ausgeschieden: Lias (Balmholz), Spatangenkalk und -schiefer, Rudistenkalk, Nummulitenkalk- und -sandstein. Die Zone von Habkern wird als Fukoidenschiefer mit Granitkonglomeraten bezeichnet. Die Ansichtszeichnung ist in ihrer Farbgebung, was das Helvetische anbetrifft, sehr allgemein gehalten, hingegen stellen die beiden Profile die Verhältnisse übersichtlich dar. Der Sigriswilergrat wird als regelmässiger Synklinalkamm, Güggisgrat-Beatenberg als schiefgestellte Schichtplatte von Nummulitensandstein, Rudisten- und Spatangenkalk und Lias dargestellt. Die Waldegg ist ein hoch aufgestautes Gewölbe aus Nummuliten- und Jurakalk, an das sich der Flysch der Habkernzone anschmiegt. Auf Seite 29 stellt eine Profilzeichnung die stratigraphisch-tektonischen Verhältnisse der Ralligstöcke dar. Ueber den Bau der überkippten Synklinale schreibt RÜTIMEYER: „Die Kreideschichten liegen . . . . . sehr deutlich mit südlichem Fallen auf dem Nummulitenkalk, die ganze Kette hat demnach eine muldenförmige Einbiegung erhalten und der südliche Schenkel ist so stark aufgerichtet, dass seine obersten Schichten auf diejenigen des nördlichen Schenkels überstürzt sind."

STUDER fasst 1851 (5. 100—102, 104) Rütimeyers Resultate zusammen und gibt ein Profil (pag. 100), das im Wesentlichen denjenigen Rütimeyers entspricht, und 1871 (7) vertritt er die Ansicht, dass der Taveyannazsandstein der Dallenfluh sich unter der Falte der Neocom-, Kreide- und Nummulitenbildungen bis nach Merligen

hinunter verfolgen lasse, ohne an deren Fallen teilzunehmen. Das unvermittelte Aufhören der nördlichen Kreideketten am Thunersee veranlasste Studer zu dem Schluss, dass die Gebirge des NE-Ufers gegenüber denjenigen des SW um 2 Schweizerstunden nach N verschoben seien.

Diese Ansicht wurde 1893 durch BURCKHARDT (12.) widerlegt, der das Absinken der Faltenaxen gegen den Thunersee hin beobachtete und als Grund des Verschwindens der Randkette deren Untertauchen unter den Flysch anführte.

1867 befasst sich MAYER-EYMAR (6.) namentlich mit dem Neocom des Juststals und bezeichnet die untersten schiefrigen Partien desselben als Merligschichten.

1875 bespricht BACHMANN (8.) in einem Vortrag die geologischen Verhältnisse der Gegend. Zwischen Urgon und Nummulitenschichten glaubt er an den Ralligstöcken Seewerschichten zu erkennen.

1886 erscheint KAUFMANN'S klassisches Werk über die „Emmen- und Schlierengegenden" (10.). Die stratigraphische Einteilung ist, soweit nicht tektonische Störungen stratigraphische Anomalien vortäuschen, klargestellt. Die Valangienmergel werden als Merligerschichten (couches de Merligen), ihr unterer Abschnitt als Berriasschichten, der obere als Latuszone, der subalpine Flysch als Merliger„schiefer" bezeichnet. Darüber folgt der untere Kieselkalk (unt. Spatangenkalk), die Diphyoidesbank (jetzt Gemsmättlischicht), die Criocerasschichten, der obere Kieselkalk, die Altmannschicht und die Drusbergmergel, alles als Neocom zusammengefasst. Die stark variierende Mächtigkeit des Schrattenkalks, die zum grossen Teil tektonisch begründet ist (Absinken hinter Verwerfungen), wird von Kaufmann stratigraphisch erklärt. Das Tertiär setzt sich zusammen aus den Hohgantschichten, dem Ralligmarmor und den Schiefern vom Untern Bergli (auch Merligerschiefer genannt), „ein Mittelding zwischen Stad- und Pectinitenschiefern". Eine Fülle von Einzelbeobachtungen macht das Werk zu einer Fundgrube stratigraphischen Wissens.

Die Befunde im Terrain ergänzt Kaufmann durch sedimentpetrographische Untersuchungen. Er bespricht zahlreiche Dünnschliffe, löst Proben fast eines jeden Gesteins in Salz- und Salpetersäure auf, untersucht die Rückstände und erkennt darin sekundär gebildete Mineralien, wie z. B. Quarz, Dolomit und authigene Feldspatkristalle. Seine Methode ist im Wesentlichen folgende: Für je einen Versuch wurden 0,3—0,5 gr des Gesteins in ein grobes Pulver verwandelt und mit

Säure übergossen. Der Rückstand wurde in dem gleichen Gefäss ausgesüsst und sofort nass auf den Objektträger gebracht und mikroskopisch untersucht.

In tektonischer Hinsicht betrachtet Kaufmann die Waldegg als „ein breites, gegen den Thunersee hin kapuzenförmig sich abdachendes und untertauchendes Schichtengewölbe", Schrattenkalk, Gault, Seewerkalk, Complanata- und Hohgantsandstein enthaltend, das Justistal als Antiklinaltal und den Sigriswilergrat als Muldenkamm. Auf Unter Bergli werden die Berglischiefer als zwischen den Lithothamnienkalk abgesunken erkannt, die Entwicklung der engen Auversiensynklinale gegen die Ueberschiebung und der Kontakt von Hohgantsandstein, Schrattenkalk und Kieselkalk mit den Merligerschiefern (Flysch) beobachtet und beschrieben. Auf Tafel XII, Fig. 3 des Atlas gibt Kaufmann eine Ansichtszeichnung der Spitzen Fluh, ebenfalls auf Tafel XXIV, Fig. 2, in welchen deutlich die zwischen zwei Verwerfungen eingeklemmten Schiefer des Unter Bergli zu erkennen sind, während in Profil 3 der Tafel XXV die Schiefer dem Lithothamnienkalk konkordant aufgelagert erscheinen. Die Karte (Tafel XXV, Fig. 3) von SW-Ende des Sigriswilergrates gibt die tektonischen Verhältnisse in hervorragender Klarheit wieder (Schleppungserscheinungen längs der Ueberschiebung), obschon Kaufmann die Idee einer Ueberschiebung noch fremd war.

1887 erscheint das durch KAUFMANN, BALTZER & MOESCH bearbeitete Blatt XIII der geologischen Karte der Schweiz (28.), das im Wesentlichen Kaufmanns Auffassung wiedergibt.

DOUVILLÉ (14.) glaubt im Jahr 1900 auf Grund stratigraphischer Differenzen (Vorhandensein oder Fehlen von Wangschichten und Taveyannazsandstein) zwischen Randkette und Harder-Morgenberghorn-Bachfluh, erstere, einschliesslich Waldegg, als authochton (en place), letztere dagegen als überschoben und gefaltet (renversées et charriées) annehmen zu können.

1903 parallelisiert der gleiche Autor (15.) die Randkette mit dem Gerihorn, die Waldegg mit dem Buchholzkopf und den Harder mit dem Morgenberghorn. In zwei schematischen Profilen stellt er die beiden Elemente (authochtone Randkette und überschobene Harderkette) dar.

ARN. HEIM befasst sich 1908 in seinem Werk über die „Nummuliten- und Flyschbildungen" (18., 30, 39) auch mit den Tertiärablagerungen unseres Gebietes. Er stellt den gesamten Eozänkomplex ins

mittlere und obere Lutétien. Gegen diese Altersbestimmung wandte sich in erster Linie BOUSSAC (19.) und wies nach, dass nur die Complanataschichten dieser Stufe zugehören, die Hauptmasse der Eozänbildungen aber Auversien und Priabonien darstelle.

Als letzte umfassende Arbeit über das Gebiet ist BECK'S „Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken" (21.) 1911 erschienen: Unter dem neuen Gesichtspunkt der Deckenlehre wird das Gebiet eingehend stratigraphisch und tektonisch dargestellt. Das Hauptgewicht legt Beck auf die Erforschung der subalpinen und Habkernzone. Er stellt die untersten Schiefer (Kaufmanns Berriasschichten) ins Valangien, weist auf die stratigraphisch bedingte, ungleiche Mächtigkeit des Schrattenkalkes hin. Der Hohgantsandstein wird mit Boussac ins Auversien eingeordnet. Das Lutétien umfasst nach Beck: Sandstein mit N. complanata und die Glaukonitschichten an der Basis des Hohgantsandsteins der Waldegg. Der Lithothamnienkalk ist eine phytogene Fazies des Auversien, die seitlich in den Hohgantsandstein übergeht und nicht bis in den Flysch (Priabon) reicht, im Gegensatz zu den Ansichten Kaufmanns und Boussacs. Der Flysch der Habkernzone wird vom helvetischen Flysch abgetrennt und entsprechend den neuen tektonischen Erkenntnissen als Klippenflysch gedeutet. Bedeutenden Anteil am tektonischen Aufbau haben die vielen Längs- und Querverwerfungen. Die Antiklinale des Justistals wird durch zwei Brüche mit grosser Sprunghöhe modifiziert. Das axiale Absteigen gegen SW lässt beide Ketten an der Ueberschiebung ausstreichen. Die Synklinale von Sundlauenen stellt sich Beck erst tief unten geschlossen vor, während die Waldegg als gewölbeartiger Schollenkomplex dargestellt wird, der sich auf dem SW-Seeufer in dem Buchholzkopf und dem Hutmadgewölbe fortsetzt. Die Randkette wird parallelisiert mit der Neokom-Schrattenkalkscholle von Birchenberg-Gräbernegg und mit Standfluh-Gerihorn. Nach E finden die verschiedenen Einheiten nach BUXTORF (31.) ihre Fortsetzung in der Klimsenhornschuppe des Pilatus (Randkette) und im Mutterschwandberg-Bürgenstock.

ADRIAN (36. 337) gibt 1915 eine tabellarische Uebersicht der tektonischen Parallelen. Die Randkette wird verbunden mit der Birchenberg-Gräberneggscholle (nach GERBER 32.), der Standfluh und den Synklinalen I—IV des Geri- und Elsighorns, die Waldegg mit Buchholzkopf, Hutmad, Höchstfluh, Bachfluh und Kirchhorngewölbe. GOLDSCHMIDT (39.) dagegen stellt fest, dass das Hutmadgewölbe unter dem Morgenberghorn seine Fortsetzung hat, dass der Buch-

holzkopf vor der Hutmadantiklinale liegt, also nicht mit ihr parallelisiert werden kann.

1917 weist MOLLET (23.) an Hand der Fossilien der Fundorte Küblibad und Obere Hohlen nach, dass das Lutétien bloss vertreten ist durch die sandigen Nummulitenkalke mit *N. complanata,* und dass die hangenden glaukonitischen Schiefer mit *Chlamys thunensis* und *Boussacia grandis* nicht mehr ins Lutétien, sondern ins Auversien einzureihen sind. In Form einer Tabelle gibt er eine Zusammenstellung der stratigraphischen Verhältnisse des Eozäns vom Kandertal bis zum Pilatus.

Die Kohlenbildungen im Hohgantsandstein beschreibt WEHRLI 1919 in „Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen" (25.).

In stratigraphisch-paläontologischer Beziehung wurde das Gebiet teilweise behandelt durch SAYN (13.), BAUMBERGER, ARN. HEIM und BUXTORF (17. und 26.).

Bei der kartographischen Aufnahme leistete mir eine unveröffentlichte, von SICCAMA aufgenommene Spezialkarte der Waldegg im Masstab 1:10000 nebst Profilen und begleitenden Notizen gute Dienste (24.).

Abgrenzung des Gebietes und tektonischer Aufbau.

Die Untersuchungen erstreckten sich über die eigentliche Randkette (Sigriswilergrat und Beatenberg) vom Thunersee bis zur Linie Burst-Sichel-Sohlfluh und das östlich anschliessende Waldeggewölbe. Im E war die Abgrenzung im allgemeinen gegeben durch die Zone von Habkern, im W dagegen durch die subalpine Flyschzone. Diese wurde nur so weit berücksichtigt, als sie direkt an der Ueberschiebung aufgeschlossen ist. Einzig der Taveyannazsandstein ist in allen seinen Vorkommen kartiert worden.

Der Sigriswilergrat, als ein von Längs- und Querverwerfungen vielfach durchschnittener Synklinalkamm, bildet vom Thunersee bis zur Schörizfluh den eigentlichen Alpenrand, den am weitesten nach NW vorgeschobenen Teil der helvetischen Decken, findet aber nach NE keine Fortsetzung mehr, sondern wird durch die einförmig nach SE einfallende, ebenfalls von Brüchen durchsetzte Schichtplatte des Güggisgrates und der Sohlflühe abgelöst, die sich durch Hohgant, Schrattenfluh, Schafmatt-Schimberg, Wängisgrat in die Schuppe des Klimsenhorns am Pilatus verfolgen lässt.

Kurz vor der Stirn (Sigriswilergrat) wölbt sich die überschobene Schichtplatte zu einer Antiklinale auf, deren Kern aus weichen Valangienmergeln durch die Erosion zum Justistal umgestaltet wurde. Zwei grosse Längsbrüche stören den einfachen Bau des Gewölbes: die Rufigraben-Sichelverwerfung auf der S-Seite des Tales mit um 200 bis 300 m abgesunkenem SE-Flügel, und die Blumhornverwerfung, die den hintern Sigriswilergrat durchschneidend sich im Justistalgewölbe fortsetzt, mit gleichem Verwerfungssinn wie die vorige

Als einheitlich SE fallende Tafel schliesst sich der Güggisgrat an, der durch die Sundlauenen-Hohgantverwerfung auf ca. 15 km begrenzt wird. Nach einem axialen Anstieg von E gegen W in der Gegend des Burgfeldstandes und des Sigriswilerrothorns steigen die beiden Ketten sehr rasch gegen den Thunersee ab. Das Fallen wird noch unterstützt durch zahlreiche Brüche, längs denen meist die SW-Schlolle abgesunken ist.

Die Sundlauenenverwerfung, als Trennungslinie zwischen Randkette (Niederhornteildecke) und Waldegg (Bürgenstockteildecke) ist nach ADRIAN (36. 337) in westlicher Richtung weiter zu verfolgen als Verwerfungen S der Standfluh (zwischen Standfluh und Dreispitzfalte), als Rutschfläche im Fahrnital und als Verwerfungen beim Stand. Die Sundlauenensynklinale, auf die an der Leimern „Klippengesteine" übergreifen, trennt auch an der Standfluh (als Renggzone) die Randkette als selbständige Einheit von der Dreispitzfalte, streicht dann aber infolge axialen Anstiegs gegen W aus, denn im Fahrnital wird die Klippenmulde ersetzt durch eine einfache Rutschfläche, längs der die immer noch Schollenbau zeigende Randkette nach N verschoben ist. Am Knubel und am Elsighorn tritt eine neue Synklinale auf, die sich auf die Synklinalen I—IV, die nun die Randkette zusammensetzen, als Schuppe legt. Damit hört die selbständige Stellung der Randkette auf, sie nimmt von da an gegen W mit den übrigen Falten am Aufbau der Wildhorngruppe teil.

Südlich des Beatenbergs und von diesem durch die tiefe Synklinale von Sundlauenen getrennt erhebt sich das kleine, kreuz und quer von Brüchen durchsetzte Gewölbe der Waldegg. Die Gewölbeaxe ist fast wagrecht, und das steile Einfallen der Schichten gegen den See ist in erster Linie auf die zahlreichen treppenförmig angeordneten Brüche zurückzuführen, doch scheint der ganze Schichtkomplex noch Schleppungen erlitten zu haben. Die beiden Gewölbeschenkel weisen sehr ungleiches Fallen auf, während der SE-Schenkel sich mit ca. 30°

aus der Alluvialebene des Bödeli erhebt, fällt der NW-Schenkel mit ca. 60° gegen die Mulde des Sundlauenengebietes ein. Ueberlagert wird das Waldeggewölbe durch den Wildflysch mit Oberkreide der Leimern.

Die tektonische Fortsetzung der beiden Elemente Randkette und Waldegg auf dem linken Ufer des Thunersees ist für die erstere in der Scholle von Birchenberg-Gräbernegg (32. und 21.), der Standfluh und dem Gerihorn, für die letztere in dem kleinen Gewölbe des Buchholzkopf zu suchen, das durch GERBER (32.), BECK (21.) und ADRIAN (36.) mit der Hutmadfalte verbunden wird und so den untern Teil der Dreispitzfalte darstellen würde. GOLDSCHMIDT (39.) kommt aber auf Grund seiner Untersuchungen zum Schluss, dass Hutmad- und Buchholzkopfgewölbe zwei unabhängige Elemente darstellen und keineswegs mit einander verbunden werden dürfen, sondern dass die Hutmadfalte, wie schon im historischen Teil erwähnt, unter dem Morgenberghorn ihre Fortsetzung finde. Neue Untersuchungen müssten im Zwischengebiet (Suldtal) die genauere Parallelisation ermöglichen.

Stratigraphische Stellung des Gebietes.

Nach ihrem stratigraphisch-faziellen Verhalten stellt die Niederhornteildecke einen Teil der helvetischen Synklinale dar, der noch innerhalb des Kontinentalschelfs gelegen war. Vollständig entwickelt ist die untere Kreide von den Valangienmergeln (Val.s.str.) bis zum obern Schrattenkalk (Bedoulien), doch hat lokal (Sigriswilergrat) voreozäne Erosion den obern und einen Teil des untern Schrattenkalks entfernt. Die Lücke zwischen transgredierendem Eozän (Auversien) und dem Kreidesubstratum ist demnach ungleich gross. Sie verkleinert sich im Gebiet der Waldegg, wo, entsprechend der stratigraphisch südlicheren Lage die mittlere Kreide (Gault und Seewerkalk) vorhanden ist und das Eozän mit Complanatakalk (Lutétien) sich darüberlagert. Das Eozän reicht bis ins Priabonien (Stadschiefer und z. T. Lithothamnienkalk).

Ziel der Untersuchung.

1. Die erste Aufgabe war die Aufnahme einer geologischen Karte im Masstab 1:25 000. In vielen wesentlichen Punkten stimmt dieselbe mit derjenigen Becks (21.) überein. Der grössere Masstab gestattete die genauere Unterscheidung von Anstehendem und Schutt. Ausser-

dem wurden in der Folge einige Abweichungen von Becks Darstellung gefunden, die im speziellen Teil erwähnt werden.

2. Die horizontalen und vertikalen Faziesänderungen sollen auf die Gesetzmässigkeit ihres Verlaufs hin untersucht werden. Dazu sollen durch Anwendung sedimentpetrographischer Methoden Gesichtspunkte über Ablagerungsbedingungen, d. h. über relative Tiefe des Ablagerungsraumes, über das Verhältnis der terrigenen zu den chemischen Komponenten der Sedimente, über Hebungen und Senkungen des Ablagerungsraumes, über diagenetische Veränderungen gewonnen werden.

3. Es soll die Frage geprüft werden, inwiefern physikalische Eigenschaften der sandigen Komponente (Korngrösse, Rollung der Körner und Mineralgehalt) in Beziehung zur Fazies stehen, ob auf Grund dieser Eigenschaften eine stratigraphisch-fazielle Charakterisierung des Sediments erreicht werden kann.

Es waren im Prinzip die mikroskopischen und psammographischen Methoden Kaufmanns fortzusetzen, dazu aber Ergebnisse neuerer Forschungen (namentlich französischer, englischer und amerikanischer Autoren) zu verwerten.

Die angewandten Methoden.

Zur mikroskopischen Untersuchung standen ca. 150 Dünnschliffe zur Verfügung, von denen einige photographiert (Luminar 2, 4. Vergr. 16:1) oder wichtige Einzelheiten mit dem Abbéschen Zeichnungsapparat herausgezeichnet wurden.

Der Gang der psammographischen Untersuchung ist folgender: Die frische, unverwitterte Gesteinsprobe (100—150 gr) wird in 1—2 ccm grosse Stücke zerkleinert und der entstandene Gesteinsstaub mittelst eines Metallsiebs entfernt. Die Probe wird auf eine Dezimale genau gewogen und in einer Porzellanschale mit 4fach verdünnter Salzsäure übergossen. Nachdem die Entwicklung von CO_2 aufgehört hat, wird durch ein Sieb abgegossen und die noch ungelösten Gesteinsbrocken werden einer weitern Behandlung mit HCl unterworfen.

Der sandig-tonige Rückstand wird auf einem tarierten Filter so lange gewaschen, bis einige Tropfen Ferricyankalium zum Filtrat zugesetzt keine Blaufärbung mehr hervorrufen. 10—20 ccm des Waschwassers werden qualitativ untersucht auf Fe, Ca, Mg, P und z. T. auch auf Ba und Sr. Die Intensität der Fällung gibt ein ungefähres Mass

der in der Lösung enthaltenen Verbindungen und wird durch 7 Stufen (von negativ bis sehr stark positiv) ausgedrückt.

Nach dem Waschprozess wird der Rückstand mit dem Filter in einem Ofen bei ca. 120° getrocknet, dann gewogen. Durch Schlämmen (Becherglas und Heber) wird die tonige Komponente entfernt, der sauber gewaschene und getrocknete Sand wieder gewogen und mittelst Bromoform (spez. Gew. 2,94) in schwere und leichte Mineralien getrennt. An leichten Mineralien waren meist vorhanden: Quarz, Glaukonit, Feldspäte und Glimmer. Die schweren Mineralien waren häufig vertreten durch: Pyrit, Limonit, Zirkon, Rutil, Turmalin, Leukoxen, Anatas, Illmenit und Magnetit. Granat, Glaukophan und Hornblenden scheinen vollständig zu fehlen. Die systematische Durcharbeitung dieser Mineralassoziationen soll in einem besondern Kapitel durchgeführt werden.

Das zu untersuchende Gestein war z. B. ein Valangien-Mergelkalk.

Das Gewicht des Ausgangsmaterials beträgt:	109,3 gr
Das Gewicht von Sand und Ton (nach Bhdlg. m. HCl)	43,2 gr
Der Gehalt an Karbonaten:	66,1 gr
Der Gehalt an Sand und Ton:	43,2 gr
Das Gewicht von Sand:	3,83 gr
Das Gewicht von Ton:	39,37 gr
In Prozenten: Karbonate	60,5 %
Sand	3,5 %
Ton	36,0 %

Die Reaktion auf Fe: mässig positiv,
Ca: stark positiv (entsprechend den 60 % $CaCO_3$),
Mg: mässig positiv,
P: ziemlich stark positiv.

Das Gestein kann also charakterisiert werden als Mergelkalk mit geringem Sandgehalt, dessen chemische Komponente (Karbonate) die terrigene (Sand und Ton) um weniges überwiegt. Die nachgewiesenen Fe-Verbindungen sind in erster Linie zurückzuführen auf Limonit, der aus zersetztem Pyrit hervorgegangen ist. Das Mg weist auf einen geringen Gehalt an $MgCO_3$. Die Phosphorsäure kann vorhanden sein als Phosphorit, der in Gelform das Sediment teilweise imprägnierte.

A. Die Kreide.

1. Das Valangien.

a. *Die Valangienmergel.*

Die Kalk-Mergelschiefer des Valangiens lassen sich im allgemeinen in eine untere, dunklere, feingeschieferte und eine obere hellgrauere Partie mit eingelagerten dichtern Bänken einteilen. Es sind weiche, leicht verwitternde Mergelschiefer, die in der sogen. Hölle, in den durch ihre pyritifizierten Fossilien bekannten Rufi- und Röndelengraben ob Merligen und an der Sichel im Justistal aufgeschlossen sind. Im hintern Justistal sind sie in einigen kleinen Aufschlüssen an der rechten Talseite bis über die Mittelberghütte zu verfolgen. Sie sind die Ursache der schwach ausgebildeten Terrasse auf der erwähnten Talseite. Die Einförmigkeit der ganzen Gruppe lässt keine genauere Einteilung zu.

An der Sichel ist folgendes Profil zu beobachten: (von oben nach unten) (Prof. A)

1. Ca. 35 m Mergelkalkbänke von 10—25 cm Mächtigkeit wechsellagern mit Mergelschieferlagen, die nach unten an Mächtigkeit zunehmen. Das Gestein ist ein hellgrau-bläulicher Mergelkalk, erdig, mit schuppigem Bruch. Sand tritt nur an einigen Stellen nesterartig etwas reichlicher auf.

Im Anfang des untern Drittels treten in Nestern und Zügen stecknadelkopfgrosse Knötchen auf, die äusserlich den Eindruck von Foraminiferen erwecken, mit gleichzeitiger Anreicherung von Quarz und Glimmer. Die dunklen Knötchen nehmen nach unten rasch zu, bis sie eine ganze Bank ausfüllen. Es sind die sogen. Knötchenschichten Becks.

2. Ca. 15 m graubräunlicher Mergelkalk, feingeschiefert, mit spärlichen Glimmerschüppchen, feinkörnig, weich, daher stärker verwitternd als die obere Partie. Die dichtern Bänke fehlen fast vollständig, das Ganze ist ein mehr oder weniger einheitlicher Schieferkomplex.

Lithologisches:

Aus der ganzen Schichtreihe wurden zur psammographischen Untersuchung 7 Proben ausgewählt. Die Vergleichung der gewonnenen Prozentzahlen ergibt folgendes Bild:

Nr.	K.	S.	T.
7	60,5 %	3,5 %	36 %
6	73	4	24
5	74	7	19
4	82	3	15
3	59	2,5	38
2	69	1	30
1	72	1,5	26

K: Kalk
S: Sand
T: Ton

Die Zahlen des Karbonatgehaltes zeigen von unten nach oben eine Abnahme bis und mit Probe 3 (59 %), worauf in Probe 4 der Prozentgehalt an Karbonaten bis auf 82 % steigt, um von da an wieder abzunehmen. Die Zahlen des Sandgehaltes bleiben mit kleinen Abweichungen nahezu konstant. Die tiefern Proben enthalten weniger Sand als die höhern, was auch schon mikroskopisch zu erkennen ist. Im entgegengesetzten Sinn wie der Karbonat- ändert sich der Tongehalt. Es ist eine allmähliche Zunahme nach oben festzustellen, die ebenfalls in Probe 4 unterbrochen wird.

Die Sedimentationsfolge weist eine Zone der Diskontinuität auf, die durch die Knötchenschicht (4) dargestellt wird. Das Gestein ergab beim Auflösen einen feinen schwarzen Tonschlamm mit wenig sehr feinkörnigem Sand mit Pyritkügelchen. Die eigentümliche Knötchenstruktur und das besondere psammographische Verhalten stehen, wie noch gezeigt werden soll, in engem Zusammenhang.

Mikroskopisches:

Nr. 7:

Grundmasse: Feinkristallines Gefüge, in dem die Tonsubstanz durch Sammelkristallisation (SK)*) zu Wolken und Schlieren zusammengedrängt oder noch fein zerteilt ist.

Einschlüsse: a. anorganogene:

Quarz: In eckigen, splittrig gebrochenen Körnern mit etwas gerundeten Ecken und Kanten (0,05—0,10 mm).

Pyrit: In ganzen Knollen und Flecken oder nesterartig in kleinen sphärolithisch gebildeten Kügelchen (0,02—0,03 mm).

Feldspat: Bruchstücke bis zu 0,06 mm mit Zwillingslamellierung (Plagioklas).

Phosphorit: Ein hellbrauner Knollen mit gelappten Rändern und Einschlüssen von Quarzkörnern, Kalzit-Spongiennädelchen konnte als Phosphorit bestimmt werden.

*) Im Folgenden ist durchgehend Sammelkristallisation abgekürzt mit SK.

b. organogene:
Sie sind sehr spärlich vertreten durch einige Textularien, unbestimmbare Schalenfragmente und verkalkte Spongiennadeln.
Nr. 5: (zeigt den Uebergang zu den Knötchenschichten)
Grundmasse: Mesokristallin mit fein verteilter Tonsubstanz. An einigen Stellen zeigt sich radiäre Anordnung grösserer Kalzitindividuen, ohne dass Oolithbildung vorhanden ist.
Einschlüsse:
a. anorganogene: Quarz: In Körnern von 0,05—0,15 mm, die kleinern splittrig, die grössern mit deutlich gerundeten Ecken. An einigen Stellen sind die Körner zertrümmert und durch schmale Kalzitlamellen wieder verkittet.
Dolomit: spärlich eingestreute Rhomboeder.
Tongerölle: Die sogen. Knötchen treten schon hier nesterartig auf (0,10—0,25 mm Durchmesser).
b. organogene: Crinoidenbruchstücke, einige Textularien, eine Rotalia. Die Umrisse sind infolge randlicher Auflösung unscharf.
Nr. 4: (Knötchenschichten)
Grundmasse: Mesokristalliner Kalzit bildet ein fast regelmässiges Mosaik. Die Tonsubstanz ist in den Kalzitindividuen fein verteilt, so dass sie eine schmutzig-bräunliche Farbe aufweisen, oder in kryptokristallinen Flecken zusammengeballt.

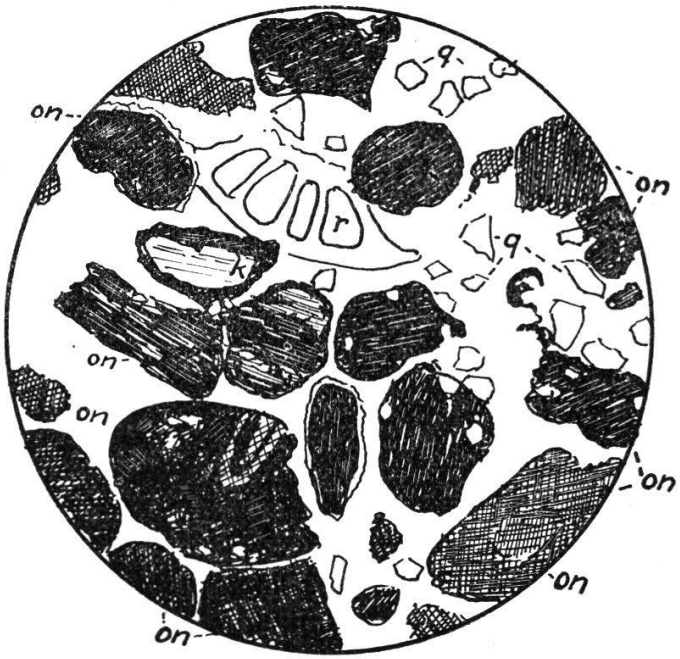


Fig. 1 (35:1): **Knötchenschichten der Valangienmergel**, Sichel.
on: Onkoide, Gerölle dichten Tones mit pigmentärem Pyrit, einzelnen Quarzsplittern und Organismentrümmern. k: Kalzitfragment. q: Quarz. r: *Rotalia?* Grundmasse mesokristalliner Kalzit.

Einschlüsse:

a. anorganogene: Quarz: Eckige und gerundete Körner von 0,05—0,1 mm Durchmesser.

Pyrit: In Kügelchen und Hexaedern, oft einen Rand um Fossilfragmente bildend.

Tongerölle: Die schon mikroskopisch wahrnehmbaren Gerölle bestehen aus einer schwärzlichen tonigen Grundmasse, die oft durch feinkristallinen Pyrit ersetzt ist. Ausserdem enthalten sie Quarzkörner bis zu 0,05 mm Durchmesser, kleine Kalzitpartikel und Organismentrümmer (Rotalia, Triloculina, Fragmente von Spongiennadeln). Der Rand der Gerölle ist entweder scharf begrenzt oder es fand eine randliche Aufhellung statt. In einigen Geröllen hat die Sammelkristallisation von der Mitte aus die Ton- und Pyritmasse peripherisch verdrängt. Oolithstruktur konnte nirgends wahrgenommen werden.

Für die Deutung der Entstehung der Knötchenschichten kommen zwei Möglichkeiten in Betracht:

1. Die Knötchenbildungen sind diagenetischen Ursprungs. Durch Fäulnis organischer Substanzen im frischgebildeten Sediment entsteht reichlich Schwefelwasserstoff, der sich mit den in Lösung oder Gelform vorhandenen Eisenverbindungen umsetzt zu Pyrit, der sich naturgemäss um die Zentren der Zersetzung anreichert und so eine Art Konkretionen erzeugt. Mit dieser Annahme wäre die lokale Anhäufung des Pyrits erklärt, nicht dagegen folgende Erscheinungen:

a. Die Knötchen stellen gerundete, wohlabgegrenzte Gebilde dar. Sie sind nicht lappig verzweigt, wie es bei konkretionärer Entstehung zu erwarten wäre.

b. Die Tonsubstanz ist zum grössten Teil in den Knötchen lokalisiert. Freilich ist auch die Grundmasse des Gesteins noch tonhaltig, doch in weit geringerem Mass. Wenn diagenetisch eine Anreicherung des Tones, infolge Verdrängung durch SK, stattgefunden hätte, so wären auch in diesem Falle, wie bei der konkretionären Bildungsweise, die entstandenen Ton-Pyritkomplexe unregelmässig gelappt, wie alle Relikte einer Sammelkristallisation.

2. Die Knötchen sind als echte Gerölle aufzufassen. Sie sind aufgearbeitetes, vielleicht aus nächster Nachbarschaft eingeschwemmtes Material. Trümmer eines tonigen, an FeS_2 reichen Sediments, bei dessen Bildung die Durchlüftung des Sedimentationsraumes sehr gering war. Die in Zersetzung begriffenen organischen Sub-

stanzen (Absterben des Benthos und zum Teil des Nektons) erzeugten reichlich H_2S, der die in Lösung oder als Gele vorhandenen Eisenverbindungen zu FeS reduzierte. Durch weitere Addition von S entstand ein Eisenbisulfid-Gel, das sich über Melnikowit zu Pyrit umlagerte.

Durch eine an Karbonatlösungen reiche Strömung wurde das Sediment, vielleicht schon im halbfesten Zustand, aufgearbeitet, die Bestandteile als Mikrogerölle weiter verfrachtet und als Einschlüsse in das neue Sediment aufgenommen.

Die Diskontinuität der Sedimentation besteht also darin, dass sauerstoffarmes Wasser die Bildung des pyritreichen Sediments ermöglichte, worauf nach Entstehung einer wohl geringen Mächtigkeit das ton- und eisenkiesreiche Material wieder aufgelockert und aufgearbeitet wurde und in einem karbonatreichen Milieu wieder zum Absatz gelangte.

Nr. 2 lieferte eine kleine Foraminiferenfauna. Die untersuchten und bestimmten Arten entstammen sämtlich der Zone, der Probe 2 entnommen wurde. Im Hangenden konnten nur wenige Exemplare nachgewiesen werden, während das Liegende überhaupt keine bestimmbaren Foraminiferen enthielt. Das Vorkommen ist nicht nur im vertikalen, sondern auch in horizontalem Sinn lokal. Stratigraphisch entsprechende Schichten vom Rufigraben ergaben nur geringe Ausbeute, doch sind einzelne Formen sporadisch in allen Mergelzonen bis in die Schiefer des obern „schynigen Bandes" anzutreffen. Der Erhaltungszustand ist ziemlich gut. Sämtliche Formen sind pyritifiziert, d. h. die Hohlräume sind oft vollkommen mit Pyritkonkretionen ausgefüllt. Dem Fossilisierungsprozess durch Schwefelkies waren auch die Ammoniten des Rufigrabens unterworfen, die einem stratigraphisch tiefern Horizont angehören als die Foraminiferen. Die Schälchen sind zum Teil kieselig, ob primär oder diagenetisch kann nicht entschieden werden, sehr feinsandig (mit wenigen Ausnahmen) und aussergewöhnlich klein. Es handelt sich um Formen von maximal 0,25 mm und durchschnittlich 0,13—0,15 mm Durchmesser. Der niedrige Sandgehalt verbunden mit verhältnismässig hohem Tongehalt waren, besonders für die Agglutinantia, sicher kein günstiges Milieu, und die Kleinheit der Formen ist als Kümmererscheinung zu deuten. Es ist eine allgemein beobachtete Tatsache, dass die Mikrofaunen der Mergelbänke immer geringe Grösse aufweisen. Das Material wurde aus dem geschlämmten Rückstand der mit HCl behandelten Proben durch

Trennen der spezifisch schweren Bestandteile mittelst Bromoform gewonnen, teilweise sofort in Kanadabalsam eingebettet, zum andern Teil in Glyzerin untersucht. Doch war oft, infolge der Kleinheit des Materials, über Mündungsverhältnisse wenig zu erfahren.

Die Foraminiferenfauna setzt sich, soweit bestimmbar, aus folgenden Spezies zusammen: (s: selten, h: häufig, z: ziemlich, s: sehr)

Astrorhizidae:

Proteonia difflugiformis Brady	z. s.
Thurammina papillata Brady	z. h.
Thurammina albicans Brady	s. h.
Ammodiscus incertus d'Orbigny	z. s.
Glomospira gordialis Jones and Parker	s. h.
Glomospira charoides Jones and Parker	s. s.
Ammodiscus pusillus Geinitz	s.
Ammodiscus jurassicus Häusler	s. s.

Lituolidae:

Reophax scorpiurus Montfort	s. h.
Reophax multiloyularis Häusler	z. h.
Haplophragmoides coronata Brady	s. s.
Ammobuculites agglutinans d'Orbigny	h.
Trochammina globigeriniformis Parker and Jones	s. s.

Textularidae:

Textularia agglutinans d'Orbigny	z. h.
Textularia gramen d'Orbigny	s.

Lagenidae:

Lagena laevis Montagu	z. h.
Marginulina glabra d'Orbigny	s. s.
Glandulina spec. ind.	s.

Proteonia difflugiformis Brady: Ab. 1—3.
Gehäuse aus einer birnförmigen Kammer bestehend, Mündung einfach, halsartig verlängert. Neben grobsandigen Formen fand sich auch eine feinsandige (Fig. 1). Die Sandkörner sind mosaikartig aneinandergefügt, jedoch nicht mehr überall vorhanden.
Häusler (85.): Taf. V, Fig. 25—27. Reophax difflugiformis.
Brady (87.): Textpag. 289, Pl. XXX, figs. 1—3. Reophax difflugiformis.
Cushman (54. I.): 47, Pl. 21, fig. 1 und 2.[1])

Thurammina papillata Brady: Ab. 4.
Die vorliegende Form ist oval, comprimiert, mit unregelmässig verteilten stumpfen Papillen versehen. In der feinsandigen Schale sind einzelne grössere Körner eingebettet. Thurammina papillata ist auch im Hangenden des Foraminiferenhorizontes ziemlich häufig.

Häusler (85.): Taf. VI, Fig. 3, 4, 7, 14, 18.
Brady (87.): pag. 321, Pl. XXXVI, figs. 7—18.
Cushman (54. I.): pag. 70, Pl. 28, fig. 10 und 11.

Thurammina albicans Brady: Ab. 5—7.
Kugelförmig mit geringen Abweichungen. Mehr oder weniger regelmässig verteilte stumpfe Papillen. Schale dünnwandig, aus feinen Sandkörnern dicht zusammengefügt. Diese Spezies ist sehr häufig.

Häusler (85.): Taf. VI, Fig. 9—11.
Brady (87.): pag. 323, Pl. XXXVII, figs. 2—7.
Cushman (54. I.): pag. 71, Pl. 28, fig. 4—8.

Ammodiscus incertus d'Orbigny: Ab. 8—12, 16.
Planspirale, an Weite allmählich zunehmende, ungekammerte Röhre von einer grössern oder kleinern blasenartigen Primordialzelle ausgehend. Mündung einfach, halbmondförmig. Aeussere Form ziemlich konstant, nur Fig. 16 zeigt seitliche Depression. Zahl der Umgänge wechselnd von 5—8.

Ammodiscus incertus, var. gracilis (Ab. 10) zeigt mehr und schmälere Umgänge, sehr kleine Anfangszelle, während umgekehrt *Ammodiscus incertus. var. crassus* (Fig. 11) sehr grosse Primordialzelle und wenige, breite Umgänge aufweist.
Fig. 12 stellt ein kieseliges, fast hyalines Exemplar dar, dessen Hohlräume nur unvollkommen mit Pyrit ausgefüllt sind.

Häusler (85.): Taf. IX, Fig. 1, 2, 4, 6.
Brady (87.): pag. 330, Pl. XXXVIII, fig. 1—3.
Cushman (54. I.): pag. 95, Pl. 39.

Glomospira gordialis Jones and Parker: Ab. 13, 14, 17—20, 24—29.
BRADY schreibt: This spezies was designed by Parker and Jones to

---

[1]) In der nachfolgenden Aufzählung der Foraminiferen wurden weitere Zitate weggelassen, z. B. Cushman, A Monograph of the Foraminifera of the North Pacific Ocean, Parts I-VI, 1910—1917, Smithonian Institution United States National Museum, Bull. 71, da sie im jüngsten Werk Cushmans, auf das hier Bezug genommen wird, alle enthalten sind.

include the group of somewhat anomalous forms, that, morphologically speaking, occupy the ground between the symetrically constructed complanate type, Ammodiscus incertus and the subglobular Ammodiscus charoides.

Damit ist auch die Unbeständigkeit der äussern Form erklärt; denn von Formen, die mit Ammodiscus incertus, var. crassus isomorph, also planspiral sind, bis zu Formen, die die Aufrollung in verschiedener Ebene zeigen, wie Glomospira charoides, existieren eigentlich alle Uebergänge. Die Abweichung von der regulären Form beginnt meist damit, dass der letzte Umgang sich unregelmässig über den spiralig gebauten, ältern Teil legt, der in weiter veränderten Formen nicht mehr in einer Ebene, sondern in mehreren aufgerollt wird (Ab. 14, 17, 18, 20, 24—26). Mehr oder weniger deutliche Einschnürungen sind überall vorhanden. Ob sie als Septen aufzufassen sind und die Formen Uebergänge zu den polythalamen Trochammineen darstellen, ist nicht sicher zu entscheiden. Glomospira gordialis ist die weitaus häufigste Form der Valangienmergel und kommt einzeln in fast allen Mergelzonen der untern Kreide vor.

Häusler (85.): Taf. IX, Fig. 27, 33, 35, 36, 37. Ammodiscus gordialis.
Brady (87.): pag. 333, Pl. XXXVIII, figs. 7—9. Ammodiscus gordialis.
Cushman (54. I.): pag. 99, Pl. 36, figs. 7—9.

Glomospira charoides Jones and Parker: Ab. 15, 23.
Wie in der Transversariuszone ist auch im Valangien die Form sehr selten. Sie besitzt die typische charafruchtähnliche Gestalt.

Häusler (85.): Taf. IX, Fig. 22. Ammodiscus charoides.
Brady (87.): pag. 334, Pl. XXXVIII, figs. 10—16. Ammodiscus charoides.
Cushman (54. I.): pag. 100, Pl. 36, figs. 10—15.

Ammodiscus pusillus Geinitz: Ab. 21, 22.
Sicher bestimmbar waren nur die Exemplare der Figuren 21, 22. Die langsam an Dicke zunehmende Röhre ist in verschiedenen Ebenen aufgerollt, ohne Einschnürungen zu zeigen.

Häusler (85.): Taf. IX, Fig. 39—43.

Ammodiscus jurassicus Häusler: Ab. 27.
Diese elliptische Form schliesst sich an Glomospira gordialis an, ist sehr feinsandig und wurde nur in diesem einen Exemplar gefunden.

Häusler (85.): Taf. IX, Fig. 44, 46—47.

Reophax scorpiurus Montfort: Ab. 30, 36.
Achtkammerige Gehäuse, die Kammern in gebogener Linie aneinandergefügt, allmählich an Breite zunehmend. Feinsandig, glasartig durchsichtig. Reophax scorpiurus ist neben Glomospira gordialis die häufigste Form, doch selten vollständig erhalten. BRADY bildet im Challenger-Werk nur grobsandige Formen ab, erwähnt aber, the structure of the test varies with the locality and the nature of the sea-bottom.
Häusler (85.): Taf. V, Fig. 23—24.
Brady (87.): pag. XXX, figs. 12—17.
Cushman (54. II.): pag. 6, Pl. 1, figs. 5—7.

Reophax multilocularis Häusler: Ab. 37.
BRADY charakterisiert Reophax nodulosus wie folgt: Test long, slender, tapering, straight or arcuate, consisting of several (usually less than 12) segments, joined regularly end to end, and more or less embracing. Exterior rough in larger specimens, comparatively smooth in smaller ones.

Die Uebereinstimmung mit Fig. 37 ist vollkommen und nach HÄUSLER steht Reophax nodulosus als rezente Form Reophax multilocularis am nächsten, die bloss aus der Transversariuszone bekannt ist. Sie ist mit 0,3 mm die grösste Form der Valangienmergel-Fauna.
Häusler (85.): Taf. III, Fig. 9—11.
Brady (87.): pag. 294, Pl. XXXI, figs. 1—9.
Cushman (54. II.): pag. 17, Pl. 5, figs. 2, 3. (Reophax nodulosus Brady.)

Haplophragmoides coronata Brady: Ab. 39.
Elliptisch mit zwei sichtbaren Umgängen. Feinsandig, hyalin.
Häusler (85.): Taf. X, Fig. 7—8, 18—19. Trochammina coronata, Brady.
Brady (87.): pag. 340, Pl. XL, figs. 10-12. Trochammina coronata Brady.
Cushman (54. II): pag. 48, Pl. 9, fig. 1.

Ammobaculites agglutinans d'Orbigny: Ab. 33.
Zeigt die bekannte Bischofsstabform. Der planspirale Teil weist nur einen Umgang auf. Die Kammern sind deutlich getrennt, nicht labyrinthisch. Schale feinsandig, durchsichtig.
Häusler (85.): Taf. IV, Fig. 5 u. 6. Haplophragmium agglutinans d'Orb.
Brady (87.): pag. 301, Pl. XXXII, figs. 19—26. H.agglutinans d'Orb.
Cushman (54. II.), pag. 60, Pl. 12, fig. 3.

Trochammina globigeriniformis Jones and Parker: Ab. 38.
Sehr feinsandige Form, Kammern rasch an Grösse zunehmend. Nur in 2 Exemplaren vertreten.

Häusler (85.): Taf. IV, Fig. 13, 16 und 17. Haplophragmium globigeriniforme.
Brady (87.): pag. 312, Pl. XXXV, figs. 10—11. H.globigeriniforme Siddall.
Cushman (54. II): pag. 78, Pl. 16, figs. 5 und 6.

Textularia agglutinans d'Orbigny: Ab. 34, 35.
Häusler (85.): Taf. XI, Fig. 7.
Brady (87.): pag. 363, Pl. XLIII, figs. 1—3.
Cushman (54. III.): pag. 7, Pl. 1, figs. 4, 5.

Textularia gramen d'Orbigny: Ab. 31, 32.
Kurze gedrungene Formen mit wenig Kammern, feinsandig.
Häusler (85.): Taf. XI, Fig. 26—27.
Brady (87.): pag. 365, Pl. XLIII, figs. 9—10.
Cushman (54. III.): pag. 10.

Lagena laevis Montagu: Ab. 40.
Diese Form findet sich nicht nur in den Valangienmergeln, sondern auch in den Criocerasschiefern des Hauteriviens ziemlich häufig.
Häusler (85.): Taf. XIII, Fig. 15—16.
Cushman (54. III.): pag. 29.

Marginulina glabra d'Orbigny: Ab. 41.
Häusler (85.): Taf. XIV, Fig. 35.
Brady (87.): pag. 527, Pl. 65, figs. 5, 6.
Cushman (54. III.): pag. 127, Pl. 36, figs. 5, 6.

Glandulina spec. ind.: Ab. 42, 43.

Erklärung zu Figur 2. (Foraminiferen aus dem Valangien des Justistales.)

Ab.		Ab.	
1—3	*Proteonia difflugiformis*	30	*Reophax scorpiurus*
4	*Thurammina papillata*	31—32	*Textularia gramen*
5—7	*Thurammina albicans*	33	*Ammobaculites agglutinans*
8—12	*Ammodiscus incertus*	34—35	*Textularia agglutinans*
13—14	*Glomospira gordialis*	36	gleich 30
15	*Glomospira charoides*	37	*Reophax multilocularis*
16	gleich 8—12	38	*Trochammina globigeriniformis*
17—20	„ 13—14	39	*Haplophragmoides coronata*
21—22	*Ammodicus pusillus*	40	*Lagena laevis*
23	gleich 15	41	*Marginulina glabra*
24-26, 28-29	gleich 13—14	42—43	*Glandulina spec. ind.*
27	*Ammodicus jurassicus*	44	*Textularia spec. ind.*

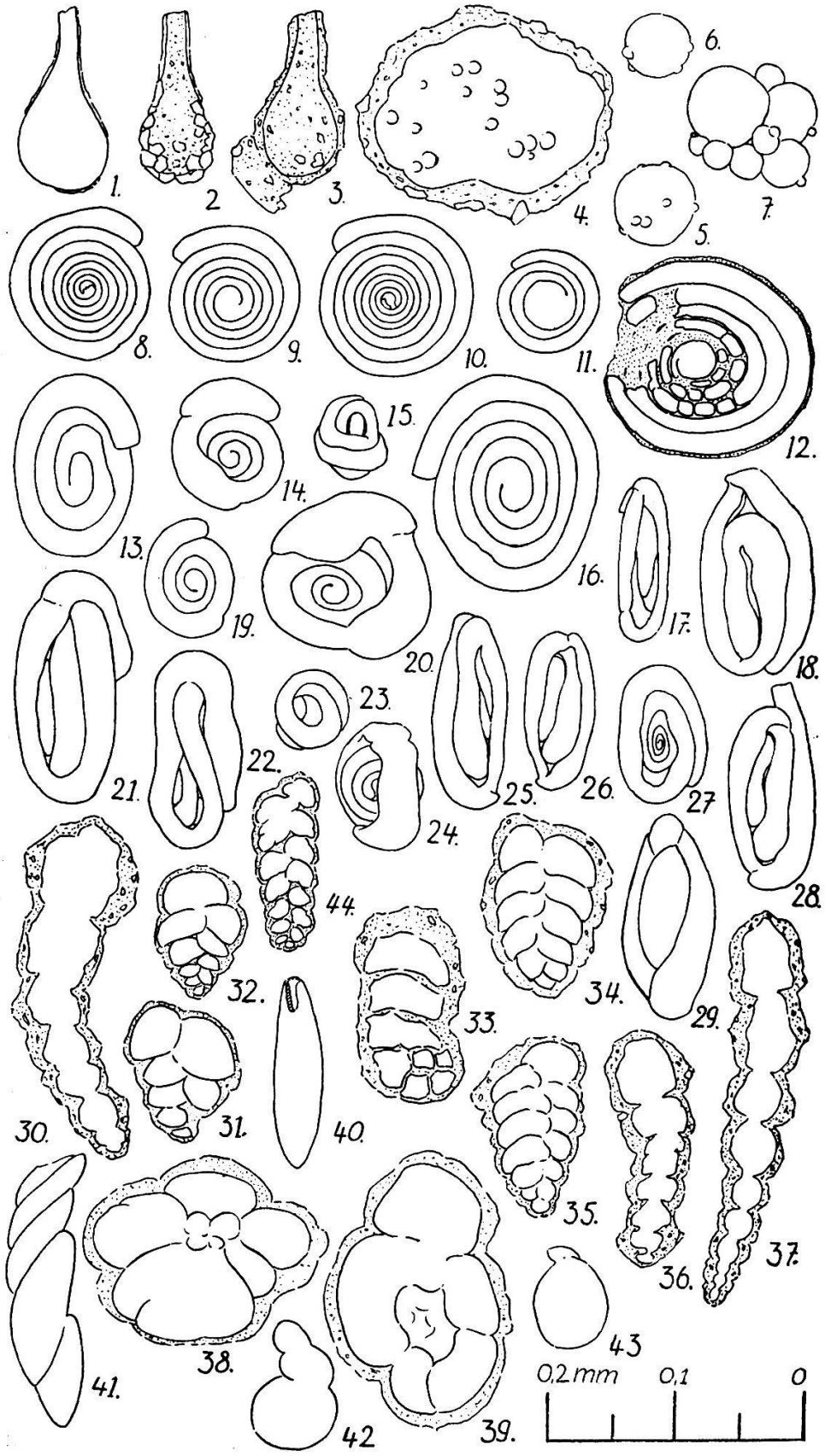


Fig. 2. Foraminiferen aus dem Valangien des Justistales.

Ein Bild von der Tiefe des Wohnraumes ist nur durch Vergleich mit rezenten Vorkommen zu gewinnen. CUSHMAN (54.) gibt für viele Formen des Atlantik die Tiefe des Fundortes an. Für 8 Spezies seien die Minimal- und Maximaltiefen nach CUSHMAN und die errechneten Mittelwerte aufgeführt:

Proteonia difflugiformis	49—3742 m,	durchschnittl.	1281 m
Thurammina papillata	1923—3720 m,	„	2200 m
Ammodiscus incertus	106—3175 m,	„	1244 m
Glomospira gordialis	305—2813 m,	„	1830 m
Glomospira charoides	981—3175 m,	„ über	1830 m
Haplophragmoides cor.	699—1865 m,	„	1373 m
Reophax scorpiurus	181—3508 m,	„	1830 m
Ammobaculites agglut.	49—4335 m,	„	1958 m

Die Tabelle zeigt, besonders bei Betrachtung der Grenzwerte, grosse Variationsbreite in Bezug auf die Tiefe, doch sind die Extreme unter 100 m vereinzelt und ihr Gehalt an Foraminiferen wird von CUSHMAN meist mit „rare" oder „few" bezeichnet. Das Optimum scheint bei den verschiedenen Formen in verschiedener Tiefe zu liegen: Für *Proteonia difflugif.* bei 458—1716 m, *Ammodiscus incert.* bei 714—1016 m, *Reophax scorpiurus* bei 1559—1601 m, *Ammobaculites aggl.* bei 2492—4335 m. Auf jeden Fall liegen Durchschnitts- und Optimalwerte weit jenseits der 200 m Linie und damit das Hauptverbreitungsgebiet dieser rezenten Formen in der bathialen Zone. Sind für die Valangienmergel und ihre Foraminiferenfauna gleiche Bedingungen anzunehmen, so sind diese Sedimente ebenfalls in die bathiale Zone einzuordnen.

Was die zeitliche Verbreitung anbetrifft, so fällt die grosse Zahl noch jetzt lebender Formen auf (mit Ausnahme von *Ammodiscus pusillus* u. *jurassicus*). Viele Spezies sind in spärlichen Exemplaren bis ins Hauterivien zu verfolgen, sie sind in allen Mergelhorizonten vorhanden, oft begleitet von pyritifizierten Spongiennadeln. Stratigraphisch können diese Formen also nicht verwertet werden.

An der Mündung des Rufigrabens in den Grönbach sind die Verhältnisse ähnlich wie an der Sichel. (Fig. 3 Prof. B.)

Zwischen die schiefrigen Mergel (1) schieben sich nach und nach feinschuppige, braungraue Mergelkalkbänke von 1—2 dm Dicke ein, die immer zahlreicher werden, bis die Mergelschiefer nur noch enge Zwischenlagen

bilden. In der Nähe des Grönbaches treten an Stelle der Schiefer die Knötchenschichten (2). Ihre Ausbildung ist hier charakteristischer als an der Sichel. Es sind knollig-flaserige, blaugraue, spätige Schiefer, feinverteilten Pyrit und Glaukonit führend. Auf der Anwitterungsfläche treten die Knötchen deutlich hervor. Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 2 m.

Hierauf folgen: 4—5 m dunkelgraue, feinspätig-sandige Kalkbänke (3) mit Schieferlagen, 3 m dunkelbraune, schuppige Schiefer (4), die nach einigen Bänken schwach schieferigen Mergelkalkes (5) übergehen in 8—10 m spätige, versteckt oolithische Bänke, die zum eigentlichen Valangienkalk überleiten (6 und 7).

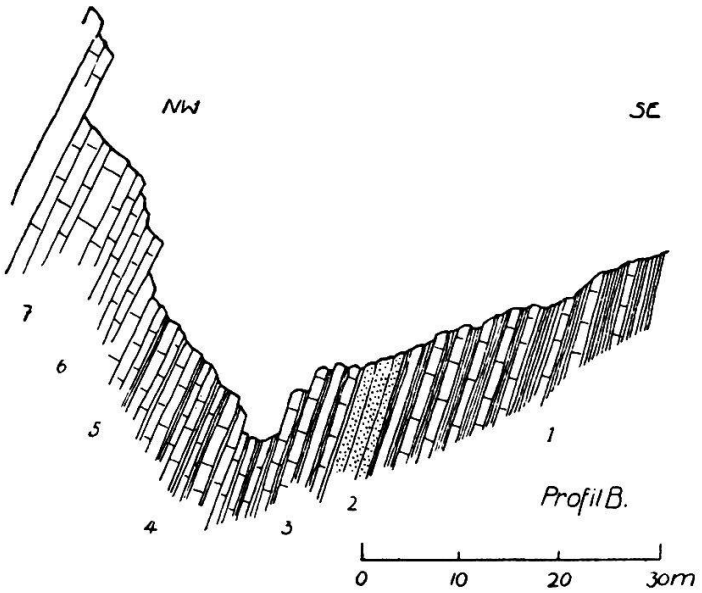


Fig. 3.

Lithologisches:

Die diesem Profil entnommenen Proben stammen nicht alle aus identischen Horizonten wie diejenigen der Sichel, doch sind die Zahlen der Knötchenschichten und die des unmittelbaren Hangenden und Liegenden mit einander vergleichbar.

Nr.	K.	S.	T.	
7	78 %	5 %	17 %	
6	78 %	6 %	16 %	
5	77 %	2 %	21 %	
4	69 %	4 %	27 %	
3	76 %	17 %	7 %	
2	76 %	5 %	19 %	(Knötch.sch.)
1	76 %	5 %	19 %	

Es zeigt sich im Gegensatz zum Befund an der Sichel wenig Variation in der Zusammensetzung der aufeinander folgenden Schichtglieder. Die Zahlen des Karbonatgehaltes bewegen sich um 77 % herum. Die Sandkomponente zeigt auch fast konstante Werte, mit Ausnahme in Probe 3, wo sie plötzlich 17 % erreicht. Auch der Tongehalt zeigt Veränderungen nur in engen Grenzen, ebenfalls ausgenommen Probe 3. Die Knötchenschichten stellen hier keine Diskontinuität dar wie an der Sichel. Sie zeigen gleiches Verhalten wie das Liegende, bloss ihr Hangendes zeigt durch unvermittelte Anreicherung von Sand eine Schwankung in der Zufuhr terrigenen Materials, sonst vollzog sich die Sedimentation gleichmässig und ungestört.

Das mikroskopische Bild zeigt im Wesentlichen die gleichen Erscheinungen wie in den Proben des Profils A. Eckige Quarzkörner, pyritführende Tongerölle und Foraminiferenbruchstücke sind in einer meso- bis holokristallinen durch Tonpartikel mehr oder weniger getrübten Grundmasse eingebettet.

b. *Der Valangienkalk.*

Wie schon BECK konstatierte, wird das eingehende Studium dieser Schichtgruppe erschwert durch den Mangel an durchgehenden Profilen.

1. An der Einmündung des Rufigrabens in den Grönbach gehen die Valangienmergel unter Einschaltung der Knötchenschichten in den Valangienkalk über. Dieser Wechsel vollzieht sich in den im vorhergehenden Abschnitt beschriebenen Horizonten 3—7.

2. Die obern Partien der Stufe stehen fast durchwegs am Fuss der Wandfluh von der Alp Hinterstberg bis zur Bachersbodenfluh an.

3. Auf der NW-Talseite, im sogen. Sulzi und in dem Graben, der sich von Schafboden nach dem Mittelberg hinunterzieht, ist fast der gesamte Valangienkalk sichtbar.

Am Sulzi ist folgendes Profil zu beobachten:

Aus dem Gehängeschutt erheben sich ca. 40 m Kieselkalk in Bänken von 10—30 cm Dicke, mit untergeordneten Schieferlagen. Der Kalk bricht klingend, splittrig, ist innen dunkelgrau bis bräunlich und führt in einigen Horizonten reichlich Schwammnadeln oder reichlicher Quarz und Silexknollen. Glaukonit ist nicht vorhanden. Die obersten 5—6 m sind dickbankig, dicht und unterlagern die Gemsmättlischicht mit scharfer Grenze. Eine helle graugelbe Kieselkruste bedeckt die Anwitterungsfläche.

Das Profil beim Mittelberg (Fig. 4 Prof. C) weist zum Teil stratigraphisch tiefere Horizonte auf. Von unten nach oben:

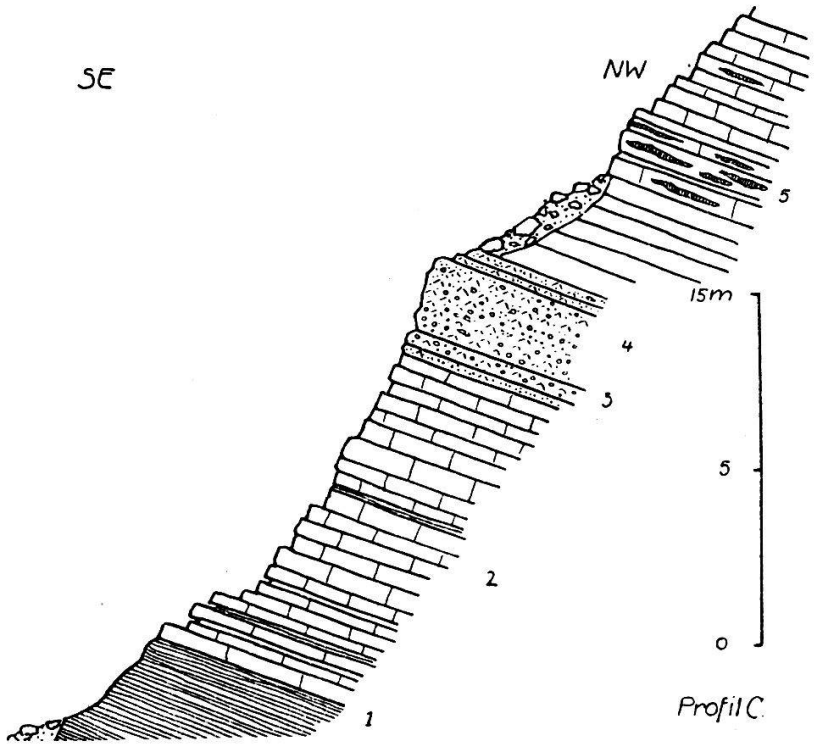


Fig. 4.

1. — bröcklig zerfallende, bräunliche, sandige Schiefer.
2. 9 m graublauer, in den untersten Bänken bituminöser Kieselkalk in 10—30 cm dicken Bänken mit Schieferlagen.
3. 1 m innen bläulicher, verwittert gelbbrauner Sandkalk, Uebergang zu
4. 3 m Echinodermenbreccie, auf frischem Bruch bläulich, angewittert braungelb, grobspätig-oolithisch (Urgon-Fazies).
5. 42 m Kieselkalk in der gleichen Ausbildung wie im vorigen Profil.

Die braunen Schiefer an der untern Grenze entsprechen wahrscheinlich den Horizonten 4 und 5 des Profils B. Es würden hier dann die spätig-oolithischen Bänke (6 und 7) fehlen, die dort zum eigentlichen Valangienkalk überleiten. Die Echinodermenbreccienbank stellt den Rest der Urgonfazies dar, die im NE-Teil der Randkette (Schafmatt-Schimberg) noch die ganze Mächtigkeit des Valangienkalkes umfasst. Mollet (38.) schreibt, dass gegen die westliche Grenze seines Untersuchungsgebietes der Valangienkalk zum Teil dichter werde und Silexknollen führe. Dieses seitliche Ausklingen der Urgonfazies gegen W hält also bis in die Gegend des Sigriswilergrates an. Diesen Horizont weiter gegen SW aufzufinden, gelang nicht mehr. Ob er ganz

verschwindet oder infolge Schutt- und Vegetationsbedeckung sich der Beobachtung entzieht, kann nicht entschieden werden.

Die Gesamtmächtigkeit des Valangienkalkes (inkl. Uebergangsschichten von den Mergeln zum Kalk) beträgt 60—70 m. Die obere kieselkalkige Abteilung mit der Echinodermenbreccie erreicht eine Mächtigkeit von 50—55 m.

Lithologisches:

Die Bildung einer unlöslichen Kieselkruste beim Behandeln mit HCl bereitet grosse Schwierigkeiten. Für 3 verschiedenen Lokalitäten entstammende Proben ergaben sich nachstehende Mittelwerte:

K: 71 % S: 9 % T: 20 %

Die Echinodermenbreccie weist ganz andere Zusammensetzung auf:

K: 94 % S: 1 % T: 5 %

Rasche und bedeutende Aenderungen der Sedimentationsbedingungen erzeugten diesen plötzlichen Fazieswechsel.

Mikroskopisches:

Toniger, meist mikrokristalliner Kalzit bildet die Grundmasse, in die vor allem Spongiennadelnfragmente eingebettet sind. Die Mehrzahl dieser Monaxonen und Triaxonen ist kalkig, doch können auch Verdrängungspseudomorphosen durch feinfächerige Quarzinaggregate beobachtet werden.

Probe Nr. 4: (Urgonfazies)

Die mesokristalline Grundmasse besteht aus fast reinem Kalzit. Darin eingelagert sind dichte tonige Onkoide*) von 0,1 mm mittlerer Grösse. Grössere Exemplare sind meist „Onkoide höherer Ordnung", d. h. aus einer Anzahl kleinerer zusammengesetzt. Ein durch SK erzeugter feinkristalliner Rand begrenzt die Körner nach aussen. Rein lokal sind auch im Innern der Onkoidkörper Aufhellungen zu beobachten, die die tonige Grundmasse und den fast stets vorhandenen, aus Pyrit hervorgegangenen Limonit nach aussen verdrängt haben. An Organismen enthalten die Onkoide zuweilen Textularien und Milioliden. Quarz und Feldspat (Plagioklas) sind in Form von eckigen Körnern, Zirkon in kurzsäuliger Ausbildung vorhanden. Die Entstehung der Onkoide wird eine ähnliche gewesen sein, wie die der Tongerölle der Knötchenschichten. Sie sind nicht diagenetischen Ursprungs, sondern stellen Mikrogerölle eines tonigen Sedimentes dar, die durch bewegtes Wasser ihre jetzige Form erhalten haben. Die

*) Nach Arn. Heim (lit. 34, pag. 561 ff.).

Wirkung der Diagenese zeigt sich bloss in dem schmalen Saum, der jedes Onkoid umgibt. Organische Reste machen im übrigen den Hauptbestandteil des Gesteins aus (80—90 %). Crinoidenstielglieder (Zentralkanal mit Limonit ausgefüllt) mit ausgedehnten Ankristallisationsbezirken, Bryozoen- und Muschelfragmente.

c. *Die Gemsmättlischicht.*

Durchgehend wird die obere Grenze des Valangienkalkes durch den sandig-glaukonitischen Horizont der Gemsmättlischicht gebildet.

Am Bachersboden, der altbekannten Fossilfundstelle, ist gegenwärtig die Gemsmättlischicht mit einfachen Hilfsmitteln nicht mehr zu erschliessen. Ein Handstück, das ich mit vieler Mühe gewinnen konnte, zeigt einen gelbbraun anwitternden Sandkalk mit wenig Glaukonitkörnern, von zahlreichen Kalzitadern durchzogen. (Prof. D, Fig. 5.)

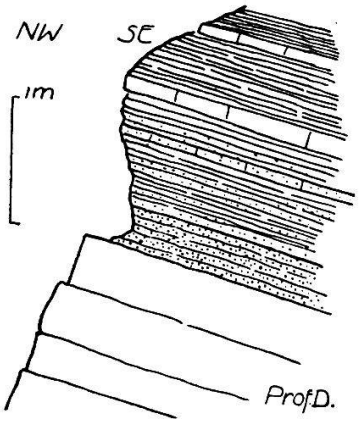


Fig. 5.

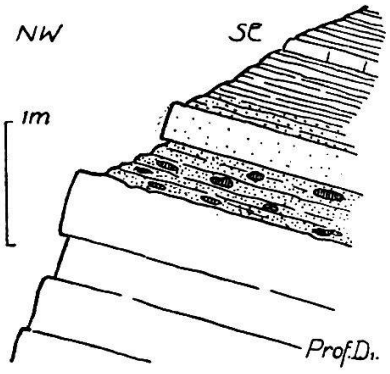


Fig. 6.

Ueber der untern Rosschattenhütte (Prof. D_1, Fig. 6), am Fuss des Güggisgrates, fand sich über dickbankigem Valangienkalk mit scharfer Grenze

ca. 20 cm glaukonitischer, sandiger Kalkschiefer. Das Gestein zerfällt beim Anschlagen in nuss- bis eigrosse Knollen an deren Aussenfläche Glaukonit angereichert ist, während im Innern derselbe spärlich vorhanden ist. Es ist grünlich-grau, feinspätig und führt Quarz und Glaukonit. Die Anwitterungsfarbe ist ein Gelbbraun mit Rostflecken. Belemniten, unbestimmbare Ammonitenreste und Seeigelstacheln fanden sich in den Knollen. Darüber folgen, scharf gegen die Glaukonitschicht abgesetzt,

15 cm dichter, hellgrauer Kalk (Seewerkalk-ähnlich) mit ganz wenig Glaukonit, dann erst sandige Schiefer der Cricerasschichten.

(Profil E) Im Sulzi treten auf über dickbankigem Valangienkalk, mit ausgeprägter Grenze

40 cm knorrige, glaukonitisch-sandige Schiefer, im Innern mit Knollen und Fossilresten (Belemniten, eine Terebratula). Zwischen den Schieferlagen ziehen sich feine Tonhäute durch. Die Ausbildung ist mehr schiefrig, weniger knollig als an der Wandfluh.

Lithologisches:
Je eine Probe der Lokalitäten Rosschatten und Sulzi wurde untersucht.

	K.	S.	T.
R.	65 %	7 %	28 %
S.	68 %	11 %	21 %

Im Verhältnis zum liegenden Valangienkalk und zum hangenden Criocerashorizont ist die Gemsmättlischicht reich an Sand. Das unvermittelte Auftreten von Glaukonit lässt auf rasche Aenderung der physikalisch-chemischen Bedingungen im Sedimentationsraum schliessen. Die ungestörte Sukzession des Valangienkalkes wird jäh unterbrochen, die scharfe Grenze bedeutet einen Einschnitt in der Sedimentation, wahrscheinlich durch Wiederauflösung (Exesion) entstanden. Etwas langsamer änderten sich die Bedingungen beim Uebergang in die Criocerasschichten. Möglicherweise stellt die seewenartige Bank über der Gemsmättlischicht einen Anklang an Diphyoidesfazies dar, ähnlich wie sie durch GOLDSCHMIDT (39.) im Gebiet des Morgenberghorn beschrieben wurde. Nur würde sie in unsrem Fall zeitlich ins Hauterivien hinaufrücken.

Mikroskopisches:
Probe über Rosschattenhütte:

Grundmasse: Mikrokristallin, stark tonhaltig.

Einschlüsse: a. organogene: In der durch Sammelkrist. wenig beeinflussten Grundmasse sind eingelagert mesokristalline Organismenfragmente: Spongiennadeln (Monaxonier, Triaxonier, Skelettgitterbruchstücke), Echinodermen- und Bivalventrümmer, durch SK stark verändert.

b. minerogene: Quarz: Es sind 2 Formen zu unterscheiden: rundliche, 0,4—1 mm grosse, oft gelappte Körner, mit einem System von Spaltrissen versehen, die durch Kalzit ausgeheilt sind. Die optische Orientierung der einzelnen Spaltstücke ist oft nicht dieselbe. Es dürfte sich zum Teil um sekundäre Anlagerungen handeln.

Die andern Quarzkörner sind kleiner (0,2—0,4 mm), eckig und in grösserer Zahl vorhanden. Sie können aus der Zertrümmerung der grössern hervorgegangen sein.

Glaukonit: In blaugrünen, lappigen Körnern, die deutlich die Entstehung aus „moules" verraten oder als feine, fast farblose Infiltrationen in Crinoidengittern und andern Fossiltrümmern. Glaukonit und Kalzit sind oft mosaikartig verwachsen.
Eine Probe vom Sulzi zeigt:

In einer mikrokristallinen, schmutzig-grauen Grundmasse mit wolkig verteiltem Ton und feinem Pyritpigment in phosphathaltigen Schlieren sind kleine Tongerölle und Organismenfragmente eingestreut, vor allem Crinoidenstielglieder und Spongiennadeln, deren Hohlräume durch pigmentären Glaukonit ausgefüllt sind. Pyrit ist vorhanden in grossen Schlieren, die sich zackig in die Grundmasse einzwängen und ganze Teile derselben umfassen. An einigen Stellen ist der Glaukonit durch Hydratisierung in Limonit umgewandelt. Quarz zeigt das gleiche Verhalten wie im oben beschriebenen Schliff.

Das Nebeneinandervorkommen von Pyrit, Glaukonit und Phosphat spricht für eine Sedimentation unter wechselnden Bedingungen. Nicht nur Ablagerung, sondern ebenso sehr Auflösung und chemische Umlagerung waren bestimmende Faktoren.

---

2. **Das Hauterivien.**

a. *Die Criocerasschichten.*

Die Basis des Hauterivienkieselkalkes wird durch den Schieferkomplex der Criocerasschichten gebildet, die als ca. 50 m mächtiges helles Band die hangenden Kalke begleiten.

Das am besten aufgeschlossene und zugängliche Profil befindet sich über dem Bachersboden am Fuss der Wandfluh. Meine Beobachtungen stimmen mit dem von GERBER aufgenommenen Profil, das BECK in seiner Arbeit wiedergibt, überein.

(Profil F) Es sind vorwiegend hellbläuliche bis dunkelgraubraune Mergel-Kalk-Schiefer, die in den untern Partien wechsellagern mit Kalkbänken von ca. 10 cm Mächtigkeit, in den mittlern und obern Partien dünnschiefrig und erdig-tonig werden. Von dem glaukonitischen Sandkalk der Gemsmättlischicht findet ein allmählicher Uebergang zu den Schiefern statt, indem Quarz und Glaukonit sukzessive abnehmen. An der obern Grenze wechsellagern Schiefer und Kalke in rascher Folge, wobei die Schieferzwischenlagen immer mehr an Mächtigkeit abnehmen und die Kalkbänke kieseliger werden.

Lithologisches:
Die untersuchten Proben ergaben folgende Zahlen:

Nr.	K.	S.	T.
4	63 %	1 %	36 %
3	60 %	1 %	39 %
2	72 %	3 %	25 %
1	75 %	4 %	21 %

Im Allgemeinen nehmen Karbonat- und Sandkomponente nach oben ab, doch spielt die Veränderung der letztern eine untergeordnete Rolle, während Karbonat- und Tongehalt in wechselseitiger Beziehung stehen. Die Tendenz liegt nach der tonigen Seite zu, die Schiefer werden nach oben toniger, feiner geschiefert und bröckliger.

Mikroskopisches:
Alle Horizonte, soweit sie mikroskopisch untersucht wurden, zeichnen sich durch ihren Gehalt an Organismentrümmer, vor allem Spongiennadeln aus (meist silifiziert).

Grundmasse: Mikrokristallin, kalzitisch, durch fein verteilte Tonpartikel wolkig getrübt. Die SK hat bloss auf die Organismentrümmer kräftig eingewirkt, während die Grundmasse fast völlig verschont blieb.

Einschlüsse: a. anorganogene:
Quarz: In Körnern sehr verschiedener Grösse (0,5—0,9 mm), die zum Teil sekundären Ursprungs sind. Die grössten zeigen kataklastische Struktur, sie sind teilweise mit dem umgebenden Kalzit innig verzahnt und zeigen im Innern Schlieren mikrokristallinen Kalzites, die durch die sich ansammelnde und auskristallisierende Kieselsäure eingeschlossen wurden. Die detritischen Quarzkörner sind eckig mit abgerundeten Kanten. Quarzin in mikrokristallinen, fächerigen Aggregaten ist in der Grundmasse als feine Infiltrationen oder in Pseudomorphosen nach Organismenresten vorhanden.
Pyrit: Spärlich eingestreute Hexaeder und sphärolithische Kügelchen.
Glaukonit: In hellgrünen, gelappten kryptokristallinen Körnern oder als Infiltrationen von Crinoidengittern, verhältnismässig spärlich.
b. organogene: Diagenetisch sehr stark umgewandelte Kalzitmosaike. Spongiennadeln und Crinoidenbruchstücke, stellenweise ca. 70 %.

Die übrigen Proben zeigen ähnliche Ausbildung. Der Quarz nimmt nach oben rasch ab. An organischen Resten stellen sich Textularien zahlreicher ein.

b. *Der Hauterivienkieselkalk.*

Horizontal wie auch vertikal zeigt der Hauterivienkieselkalk keine grossen faziellen Veränderungen. 10—30 cm dicke Bänke wechsel-

lagern mit grosser Regelmässigkeit mit ca. 5 cm dicken Schieferlagen. Im Allgemeinen ist es ein dunkelblaugrauer, kieseliger Kalk mit mehr oder weniger Quarz und Glaukonit, splitterigem bis muscheligem Bruch und hellbrauner Anwitterungsfarbe, die durch eine schwammige Kieselkruste hervorgerufen wird.

Nach ca. 90 m werden die Kalkbänke mächtiger, die Schieferlagen verschwinden, und in dem zähen, dichten Kieselkalk stellt sich Glaukonit immer reichlicher ein. Darüber wird der Kalk feinspätig und es treten zahlreiche Belemniten auf, dann folgt ein Uebergang in dunkelblaue, ca. 10 m mächtige Schiefer in Bänken von ½—1 m, die hellgrau anwittern und als oberes „schyniges Band" in dem steilen Absturz des Kieselkalkes eine deutliche Hohlkehle erzeugen. Darüber stellt sich wieder 70—80 m Kieselkalk ein, der nach oben dichter, dann spätiger wird. Eine eigentliche Echinodermenbreccie, wie sie von SCHIDER im NE angrenzenden Gebiet gefunden wurde, konnte nirgends festgestellt werden. Der Uebergang in die Altmannschicht ist ein ganz allmählicher.

Einzigartig ist das Vorkommen von Kohlen im Kieselkalk. Im grossen Steinbruch im Balmholz kam im obern Drittel eine ca. 10 cm mächtige, knollig-bröcklige Schicht mit Kohlenschmitzen zu Tage. Der Kieselkalk, etwas spätig-glaukonitisch, ist hier aufgelöst in ein Gewirr von kleinfingerdicken stengeligen Gebilden, die an einigen Stellen flach gedrückt sind. Dazwischen findet sich eine pechschwarze, glänzende Kohle, dünne Häutchen bis ca. 2 cm dicke Lagen bildend und vor dem Lötrohr mit heller, etwas russender Flamme brennend, wobei ein aufgeblähter Rückstand entsteht, und Schwefel sich an den kälteren Stellen niederschlägt. Seitwärts gehen die Kohlenlagen als feine Häute in den Kieselkalk über. Soweit es sich beobachten liess, streicht das Flöz auf beiden Seiten (senkrecht zum Streichen) nach ca. 8 m aus. Es ist anzunehmen, dass eine einmalige Einschwemmung von Pflanzen vom Festland her diese lokale Kohlenbildung verursachte. Dass der Kieselkalk auch andere Derivate organischer Substanzen enthalten kann, beweisen die Vorkommen von Petrol am Lopperberg (HEIM, Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 300).

Lithologisches:

Die grosse Eintönigkeit in der petrographischen Ausbildung des Hauterivienkieselkalkes macht ihn zu einem wenig günstigen Untersuchungsobjekt. Eingehender untersucht wurden die Verhältnisse des obern „schynigen Bandes". Die Entwicklung des Glaukonithorizontes

und der Schiefer aus dem liegenden Kieselkalk ist am besten unterhalb des Rothorns, auf der NW-Talseite zu beobachten. Die Schieferlagen zwischen den bis 1 m mächtigen Kieselkalkbänken sind hier verschwunden. Der Glaukonit nimmt zu bis in eine belemnitenreiche Bank, um dann von da an mit dem Quarz rasch abzunehmen. Die Schiefer sind tonig, pyritführend, gelbgrau und rostig anwitternd. Nach ca. 10 m setzt nach einigen Wechsellagerungen der Kieselkalk wieder ein. (Profil G)

Schwierigkeiten bei der Behandlung des Kieselkalkes mit HCl verursacht der Umstand, dass entsprechend der Verwitterungskruste, eine schwer zu entfernende kieselige Rinde sich bildet, die die weitere Einwirkung der Säure verhindert. Von den 6 untersuchten Proben zeigte sich eine vollständig unlöslich (Nr. 4).

Nr.	K.	S.	T.
6	67 %	1 %	32 %
5	63 %	7 %	30 %
4	—	—	—
3	59 %	18 %	23 %
2	62 %	23 %	15 %
1	75 %	16 %	9 %

Die Karbonatkomponente zeigt mehr oder weniger indifferentes Verhalten, während die beiden terrigenen Anteile deutliche Tendenzen zeigen. Der Sandgehalt nimmt nach oben ab, d. h. die Einstreuung von Sand vom Festland aus wird spärlicher, der Tongehalt nimmt entsprechend zu. Die Bedingungen der Kalkausfällung bleiben annähernd konstant. Da Mergelfazies und grössere Meerestiefe oft kausal im Zusammenhang stehen, so wäre in diesem Fall an eine Vertiefung des Ablagerungsraumes zu denken, oder es veränderte sich primär die Zusammensetzung der terrigenen Komponente.

Mikroskopisches:

Auch im mikroskopischen Bild zeigt der Hauterivienkieselkalk grosse Einförmigkeit. Eine mesokristalline Grundmasse, die durch mehr oder weniger Tongehalt getrübt ist, enthält unregelmässig verteilt eckige Quarzkörner, stark gerollte Organismentrümmer, unter denen namentlich Crinoiden vertreten sind. Pyrit ist in traubigen Aggregaten, seltener in Form von Hexaedern vorhanden, oder er füllt die Poren der Crinoidengitter aus. Glaukonit tritt in nennenswerter Menge bloss in

dem Glaukonithorizont unter dem obern schynigen Band und an der obern Grenze gegen die Altmannschicht auf, und zwar in 3 verschiedenen Formen:

1. In Körnern, gerollt, lappig, olivgrün;
2. in Körnern mit unscharfen Rändern, oft durchwachsen von Kalzit;
3. als pigmentäre Flecken, zuweilen die Poren von Crinoidengittern infiltrierend.

Zuweilen kann das Korn des Quarzes feiner werden, der Tongehalt stärker zunehmen, und es treten als organische Reste namentlich Spongiennadeln auf. Wechselreicher wird die Ausbildung des Kieselkalkes erst in der Region des obern schynigen Bandes.

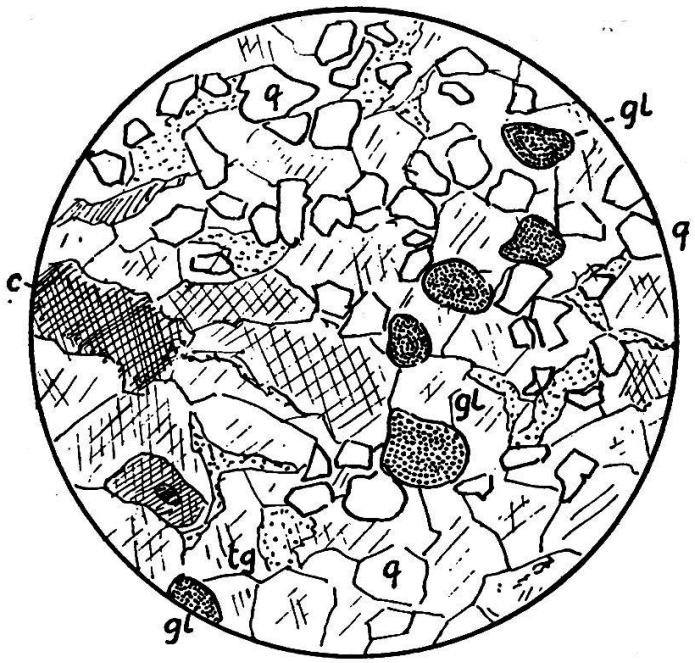


Fig. 7 (28 : 1): **Hauterivienkieselkalk,** SE unter dem Rothorn.
gl: Glaukonit. q: Quarz.
c: Crinoidenbruchstücke mit Ankristallisationsbezirken.
tg: tonige Grundmasse.

Durch Diagenese sind die Glaukonitkörner oft stark verändert. Die Farbe ist ein fahles, kaum noch erkennbares Gelbgrün. Unter gekreuzten Nicols zeigen die Körner isotropes Verhalten, sie sind amorph. Phosphoritknollen (0,16 mm) sind zahlreich vorhanden.

Die Erscheinung des Absterbens eines Teils der Tierwelt (Belemnitenbank) eines bestimmten Meeresteils während einer gewissen Zeit. steht mit dem Auftreten und der Zersetzung des Glaukonits wohl in ursächlichem Zusammenhang.

Die Schiefer des obern schynigen Bandes zeigen in ihrem Feinbau grosse Aehnlichkeit mit den Criocerasschichten, so dass sie wie eine Wiederholung derselben Fazies anmuten. Die tonige Grundmasse enthält auch hier eine Unmenge kalzinierter, silifizierter Spongiennadeln, die durch die Wirkung der SK ihre organische Struktur grösstenteils eingebüsst haben.

---

3. Das Barrémien.

a. *Die Altmannschicht.*

Lithologisch dem Kieselkalk angehörend und aus demselben hervorgehend, gehören die Altmannschichten paläontologisch aber schon zum Barrêmien. Im Allgemeinen sind sie überall als Dach des Kieselkalkes vorhanden, doch variieren Ausbildung und Mächtigkeit in ziemlich weiten Grenzen.

In normaler Ausbildung ist es ein dunkler, zäher, sandiger Kalk, viel Pyrit und Glaukonit führend. In dieser dunklen Grundmasse sind oft bis nussgrosse Knollen hellern, fast glaukonitfreien Kalkes eingelagert, die zuweilen so zahlreich vorhanden sein können, dass der glaukonitführende Anteil nur noch in Schlieren sich zwischen den Komponenten durchzieht und das Gestein breccienähnlich wird. Während stellenweise keine Spuren von Organismenresten vorhanden sind, das Gestein dicht und vollkommen steril ist, enthält es andern Orts zahlreiche Crinoidenstielglieder, Bryozoentrümmer und Belemniten. Die Anwitterungsfarbe ist ein typisches Gelbbraun mit rostroten Flecken und deutlich sich abhebenden Glaukonitkörnern.

Am Chruudbach (Balmholznische) sind die Altmannschichten sehr typisch ausgebildet, doch ist das Profil durch kleine Brüche gestört. Von unten nach oben finden sich: (Profil H, Fig. 8)

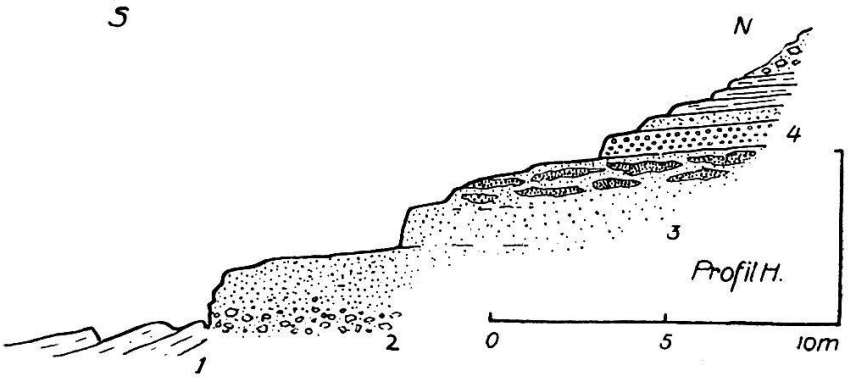


Fig. 8.

1. x m dunkelblaugrauer, etwas schuppiger Kieselkalk (Hauteriv.).
2. 2 m spätig-glaukonitischer Kieselkalk mit grossen Pyrithexaedern, an der Basis eckige, wenig glaukonitische Kieselkalkbrocken enthaltend.
3. 3 m dunkelblaugrauer, zäher, spätiger Glaukonit-Kieselkalk mit Pyritnestern. In der obern Hälfte der Bank ist dieses Gestein nur noch als Brocken und Schlieren in fast glaukonitfreiem sandigem Kalk eingelagert.
4. — blaugrauer, feinspätiger, oolithischer Drusbergkalk.

Am Sigriswilergrat, NE unter P. 1975, erreichen die Altmannschichten ihre maximale Mächtigkeit. (Profil J, Fig. 9.)

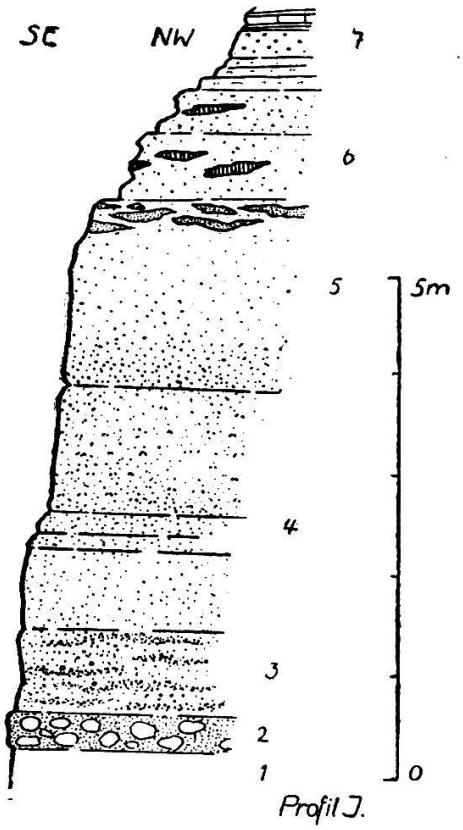


Fig. 9.

Von unten nach oben:

1. x m dichter Kieselkalk (Hauteriv.) mit spärlichem Glaukonit.
2. 30 cm mächtige Bank mit eckigen und gerundeten Geröllen dunkelblauen, glaukonitischen Kalkes in stark glaukonitischer Grundmasse.
3. 80 cm graugrüner Glaukonitkalk, etwas spätig und sandig, mit dunklen feinkörnigen Schlieren.
4. 2,5 m dichter, wenig Glaukonit führender Kieselkalk, mit dunklen Knötchen auf der Verwitterungsfläche.

5. 1,8 m blaugrauer, feinspätiger Kieselkalk mit wenig Glaukonit, der an der obern Grenze in Schlieren angereichert ist.
6. 1,5 m ähnlich 5, mit einzelnen Hornsteinknollen, rauh, kieselig anwitternd.
7. — feinoolithischer Drusbergkalk.

Unter der Sohlfluh, NE der Sichel, bildet die Altmannschicht das Dach des hier hellgrauen, zuckerkörnigen Kieselkalkes, der in zwei Horizonten reichlich Silexknollen führt. Ihre Mächtigkeit beträgt 1,6 m. Ausserordentlicher Glaukonit- und Pyritgehalt verleihen dem Gestein eine dunkelgrüne Farbe. Die Wiederholung des Silexhorizontes des Kieselkalkes und der Altmannschicht über 2 m Drusbergschichten, ist wohl eher als tektonische Störung, denn als stratigraphische Anomalie zu erklären.

Diesen Stellen guter Ausbildung der Altmannschichten stehen andere gegenüber, wo sie fehlen oder nur in geringen Relikten vorhanden sind. Das ist der Fall an der Bettagsegg am Sigriswilergrat und in der Schweife unter dem Gemmenalphorn. Der Hauterivienkieselkalk ist dort wenig glaukonitisch, bis auf einige Schlieren an der obern Grenze, die den Rest der Altmannschicht darstellen. Darüber folgen unmittelbar die Drusbergschichten (spätig-glaukonitische Basisbank). Da auch die Altmannschicht, ähnlich wie der Gemsmättlihorizont, durch ihre lithologische Ausbildung wechselnde Sedimentationsbedingungen verrät, so ist das lokale Fehlen der Schicht wohl auf submarine Auflösung zurückzuführen.

Lithologisches:

Alle mit HCl behandelten Proben erwiesen sich als mehr oder weniger unlöslich. Die Entwicklung von CO_2 hörte nach kurzer Zeit auf und ein hartes Kieselskelett, das jeder weitern Einwirkung widerstand, überzog die Gesteinsbrocken. Es musste daher auf die psammographische Untersuchung verzichtet werden.

Mikroskopisches:

Im Schutt des Bachersboden finden sich grosse frische Blöcke, die von der unzugänglichen Altmannschicht stammen.

Grundmasse: Kryptokristallin, durch Tongehalt stark getrübt. Stellenweise ist sie ersetzt durch eine braungraue, fast amorph erscheinende Masse, die wohl inflitriert ist (?Phosphorit).

Einschlüsse: Den grössten Raum in Anspruch nehmend, so dass der Zement nur schmale Zonen bildet.

Glaukonit: Zahlreiche grosse (0,1—0,4 mm), gerundete, selten gelappte Glaukokalzitkörner. Es sind alle Stadien von der einfachen

randlichen Anlagerung von Kalzit bis zum fast vollständigen Ersatz des Glaukonits durch den Kalzit zu beobachten. Die Farbe des Glaukonits ist ein dunkles Grün. Unter gekreuzten Nicols ist er feinkristallin.

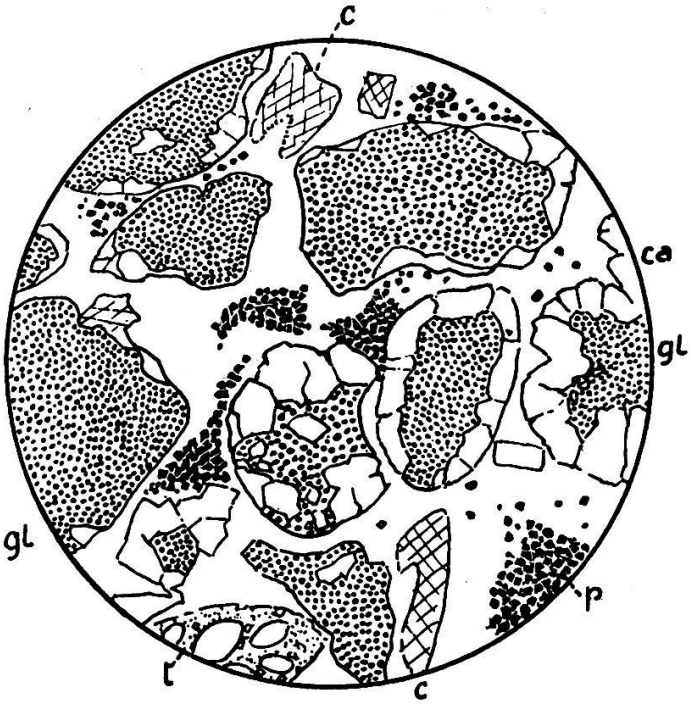


Fig. 10 (70 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
gl und ca: Glaukonit mit Kalzitanlagerungen (Glaukokalzit).
p: Pyrithexæder in Grundmasse verteilt. t: Textularia.
c: Crinoidenfragm. Grundmasse mikrokristallin.

Pyrit: In grosser Menge vorhanden in Form von Hexaedern und Sphärolithen, stellenweise die Grundmasse zwischen den Glaukonitkörnern bildend, oder als feines Pigment in Organismenhohlräumen angesammelt.

Quarz: Ganz untergeordnet. Splittrige Körner (0,1 mm) oder feinkristallin in die Grundmasse infiltiert (Ursache des unlöslichen Kieselskeletts), als feinfächerige Aggregate die Lumina von Spongiennadeln füllend.

Phosphorit: Gelbbraune, gerundete oder gelappte Knollen, amorph bis feinkristallin (bis 2,8 mm). Darin Anreicherung feinster Organismentrümmer und Pyritpigment.

Organogene Bestandteile: Crinoidenfragmente, die Gitterstruktur durch eingelagerten Pyrit hervorgehoben.

Echinodermenstacheln, bryozoenartige Kolonien und Textularien, Rotalia und Orbulinaria (in den Phosphoritknollen).

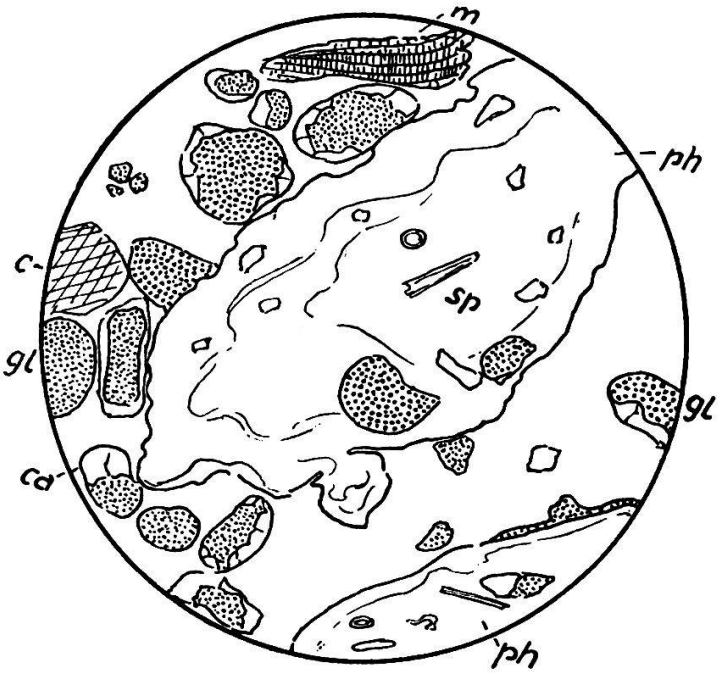


Fig. 11 (35 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
gl: Glaukonit. p: Phosphorit. c: Crinoiden.
z: Zweischalerfragment. Grundmasse krytokristallin.

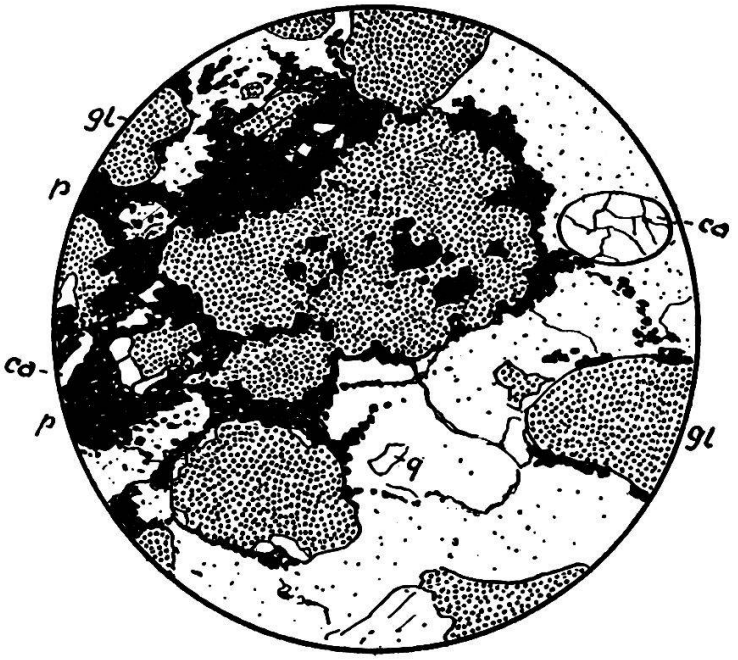


Fig. 12 (70 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
Zeigt die Umwachsung und Durchdringung des Glaukonits (gl) durch den Pyrit (p).

Ueber die zeitliche Reihenfolge der Pyrit- und Glaukonitgenese gibt ein weiterer Schliff vom Bachersboden Aufschluss. Die Glaukonitkörner sind stellenweise von Pyrit rings umschlossen, der teilweise noch auf den Glaukonit übergreift, so dass dessen Rand fein ausgezackt erscheint. Auch im Innern der Körner findet sich Pyrit als feine Kristallaggregate. Die Erscheinung ist wohl so zu deuten: Der zuerst ausgeschiedene Glaukonit wurde durch den sich bildenden Pyrit (und die Nebenprodukte?) korrodiert und teilweise ersetzt. Die Annahme, dass der Pyrit einfach die Stelle des Kalzites ehemaliger Glauko-Kalzitkörner einnehme, wird durch die Tatsache widerlegt, dass auch kalzithaltige Glaukonitkörner ebenso von Pyrit umwachsen und durchdrungen werden.

b. *Die Drusbergschichten und der untere Schrattenkalk.*

Faziell die grössten Differenzen weisen die Drusbergschichten auf. Eine ausgesprochene Mergelfazies steht einer fast reinen Kalkfazies gegenüber, die aber durch alle Uebergänge mit einander verbunden sind. Das Gebiet maximaler Mächtigkeit der Mergelfazies befindet sich im mittlern Teil des Sigriswilergrates, während dasjenige der maximalen Ausbildung der Kalkfazies in der Gegend des Niederhorns liegt.

(Profil K) An der Bettagsegg, NE unter den vordern Schaflägern, ist von unten nach oben folgendes Profil zu beobachten:

x m dichter Kieselkalk (Altmannschichten fehlen).

Mit scharfer Grenze folgen darüber:

1. 0,6 m gebankter, hellgrau-rötlicher, spätig-oolithischer Kalk mit dichter Grundmasse und spärlichem Glaukonit, Serpeln, Orbitolinen und Milioliden. (Basisbank).
2. 0,2 m hellgrauer, mergeliger Knollenkalk.
3. 20 m blaugrauer, feinschuppiger, innen dunkelblauer Mergelkalk in 10 cm dicken Bänken mit Schieferlagen in grosser Regelmässigkeit abwechselnd.
4. 23 m etwas knolliger, feinkörniger Mergelkalk in 10—30 cm mächtigen Bänken mit Schieferzwischenlagen.
5. 1 m rostig anwitternder, mergeliger Knollenkalk.
6. 16 m graugelb anwitternder, innen dunkelblauer, bröckliger Schiefer mit dünnen Kalkbänken.
7. 6 m spätig-oolithischer Kalk, rostbraun, in eckige Knollen zerfallend, schrattenkalkähnlich.
8. 8 m knollig zerfallende, gelbbraune Schiefer mit Kalkbänken.

9. 2 m graubrauner, versteckt-oolithischer, feinspätiger Kalk in massigen Bänken.
10. 9 m hellgraue Schiefer mit wenigen Kalkbänken.
11. 20 m blaugrauer, feinspätig bis dichter Kalk in Bänken von 15—30 cm, in den untern Partien mit Schieferzwischenlagen, die nach oben verschwinden. Die Bänke werden massiger und gehen in den Schrattenkalk über.

Diese Ausbildung der Drusbergschichten ist im ganzen Verbreitungsbezirk der Mergelfazies durchgehend zu beobachten. Abweichungen bestehen darin, dass seitlich die Mächtigkeit bis auf 50—60 m abnimmt. Die Basisbank ist andern Orts (Haberlegi, Gemmenalphorn) eine typische Echinodermenbreccie. Die schrattenkalkähnlichen Bänke können ebenfalls grobe Spatkalke sein. Auf der NW-Seite des Sigriswilergrates sind an der obern Grenze zähe oolithische Bänke eingeschaltet, die auf der SE-Seite nicht mehr nachgewiesen werden können.

40 m Schrattenkalk überlagern an der Bettagsegg am Sigriswilergrat
100 m Drusbergschichten, so dass daraus eine Mächtigkeit von
140 m resultiert.

Der Schrattenkalk, blaugrau bis weisslich anwitternd, ist innen dicht oder feinoolithisch bis spätig, braungelb, unregelmässig zackig brechend. Milioliden und Orbitolinen vertreten oft in grosser Zahl die Mikrofauna, doch bilden sie keine konstanten, seitlich verfolgbaren Horizonte. Die geringe Mächtigkeit von bloss 40 m ist nicht nur die Folge der starken Entwicklung der Mergelfazies, sondern auch die der tiefgreifenden voreozänen Abtragung, die hier am intensivsten wirkte.

An der Haberlegi, ca. 2 km SW des Niederhorns, ist die Fazies intermediär entwickelt, mit deutlich ausgeprägter Tendenz nach der Kalkfazies. Von unten nach oben sind zu notieren (Prof. L, Fig. 13):

1. 1 m sehr dichter Kieselkalk, an der obern Grenze mit Glaukonitschlieren um helle Kieselkalkbrocken (Altmannsch.).
Scharfe Grenze gegen
2. 0,3 m dunkle Schiefer.
3. 2,4 m Echinodermenbreccie, oolithisch, hellgrau anwitternd.
4. 10 m graue Mergelkalkbänke mit Schieferlagen.
5. 6 m massiger, feinoolithischer Kalk.
6. 8 m graublaue, schuppige Kalke in Bänken bis zu 50 cm mit Schieferzwischenlagen.

7.	2	m	Bank feinoolithischen Kalkes.
8.	7	m	gleiche Ausbildung wie Nr. 6.
10.	10	m	dunkelblaue, feinschuppige Kalke in Bänken bis zu 30 cm mit untergeordneten Schieferlagen.
9.	8	m	unten gebankter, oben massiger, feinoolithischer Kalk.
11.	5	m	gleiche Ausbildung wie Nr. 9.
12.	10	m	bräunlich-graue, feinschuppige Kalke in Bänken bis zu 50 cm. Uebergang in
13.	80	m	unten feinoolithische, spätige Kalke, organogen-detritisch, oben massig gebankt, rauh anwitternd, groboolithisch, spätig-körnig (Oolith der Haberlegi).
14.	40	m	bräunlich-graue, feinspätig-oolithische Kalke in regelmässiger Bankung.
15.	20	m	hellgrauer, massiger Kalk, auf der Anwitterungsfläche zahlreiche Rudistenquerschnitte und Milioliden (ob. Schr.k.).
16.		—	Hohgantsandstein.
Ca.	210	m	

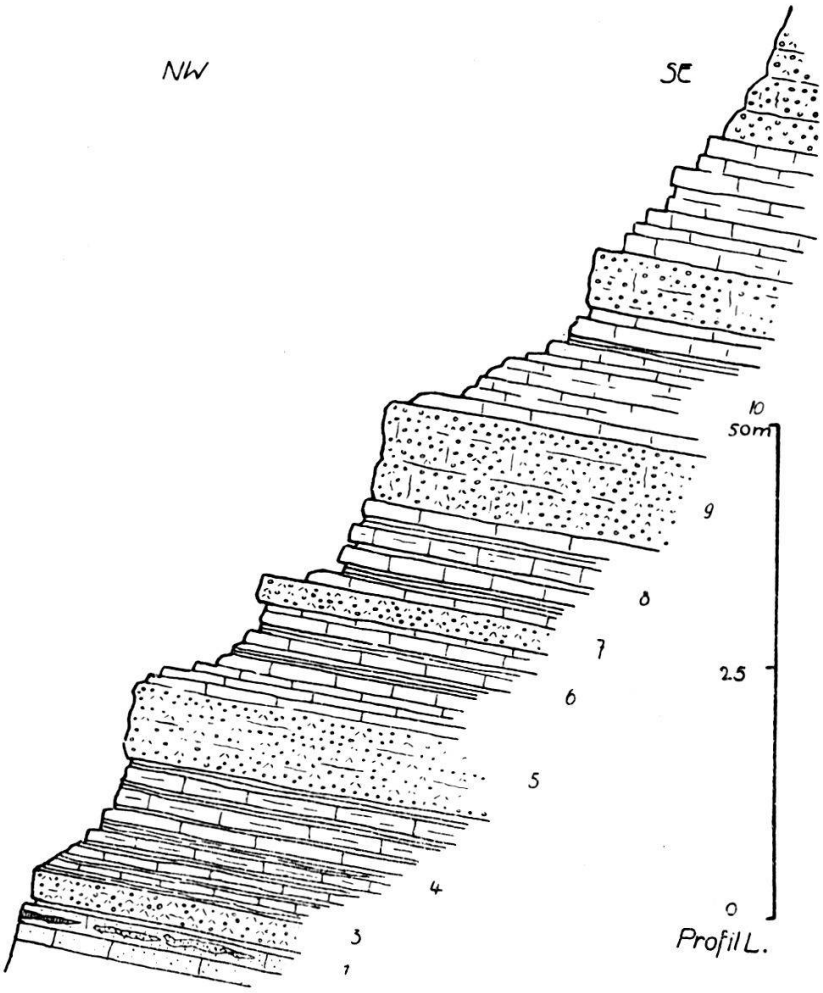


Fig. 13.

Die Gesamtmächtigkeit beträgt, einschliesslich des obern Schrattenkalkes, ca. 210 m. Schwierig ist die Abgrenzung der Drusbergschichten, da die rhythmische Wechsellagerung der beiden Faziestypen das Ziehen einer einfachen Grenze nicht erlaubt.

Die Mächtigkeit der Drusbergschichten (blaugraue Kalke mit Schieferlagen) beträgt, unter Vernachlässigung der eingeschalteten oolithischen Bänke und unter der Annahme, dass Nr. 12 des Profils den Grenzschichten entspreche, 45 m. Eigentlicher Mergelkalk in Drusbergfazies erscheint bloss in den untersten 10 m. Die folgenden Serien sind infolge grössern Kalkgehaltes dichter und zäher als die gewöhnlichen knolligen Mergelkalke der Drusbergschichten.

Die Mergelfazies greift hier über in das Gebiet der reinen Kalkfazies. Doch wird die Mergelsukzession gestört durch das Auftreten der detritisch-organogenen Bänke und allgemein durch die Zunahme des Kalkgehaltes nach oben. Es ist naheliegend, die Ursache dieses rhythmischen Wechsels in Hebungen und Senkungen des Bodens des Ablagerungsraumes während der Sedimentation zu suchen.

Während an der Haberlegi der Anteil der Mergelfazies noch fast 50 m ausmacht, ist am Gemmenalphorn nur noch wenig von diesem Einfluss wahrzunehmen. Organogen-detritische Kalke ersetzen die Mergel fast vollständig, und nur in gering mächtigen Horizonten macht sich die tonige Ausbildung bemerkbar. BECK stellte am Gemmenalphorn 100 m Drusenbergschichten fest, doch ergibt das folgende Detailprofil eine Mächtigkeit von höchstens 25 m. Im Verwitterungsprofil erscheinen die untern Partien des Schrattenkalkes sanfter geböscht, ohne aber als Mergel ausgebildet zu sein.

(Profil M) In der Schweife, zwischen Gemmenalphorn und Kühstand, lässt sich folgendes Profil beobachten:

1. — m Kieselkalkbank, an der obern Grenze mit Glaukonitschlieren (Altmannsch.). Scharfe Grenze gegen
2. 0,7 m oolithischer, spätiger Kalk mit Hornsteinknollen.
3. 3,5 m Bänke spätigen Kalkes wechsellagern mit Schieferlagen.
4. 0,3 m grobspätige Bank.
5. 0,5 m dichter, hellgrauer Kalk mit Hornsteinknollen.
6. 2 m feinspätiger Kalk, nach oben sandig.
7. 1,8 m dunkelgraue Mergelkalke wechsellagern mit bröckligen Schiefern. Mit scharfer Grenze darüber
8. 1,6 m massige Bank, feinspätig-oolithisch.
9. 3 m hellgrauer, organogener Kalk in dicken Bänken.
10. 9,5 m spätig-oolithische Bänke, dazwischen knollig verwitternde Mergel.

11.	0,5 m	tonige Schiefer und Kalke, knollig zerfallend.
12.	18 m	blaugrauer, feinoolithischer Kalk, mit grobspätigen Bänken abwechselnd.
13.	14 m	dunkelblau-graue, sandig-tonige Kalke, ohne nennenswerte Schieferlagen, mit dunklen Knötchen.
14.	64 m	hellgraue, oolithisch-detritische Kalke mit lehmfarbigen Flecken und glasigen Punkten, zahlreiche Milioliden und Organismenfragmente enthaltend
15.	2 m	spätig-oolithische Bank.
16.	17 m	weisslich-grauer Schrattenkalk, massig, in den obern Partien gebankt, mehr oder weniger oolithisch.
17.	40 m	ähnlich 14, in Bänken von 5—25 cm.
18.	0,3 m	bräunlicher Sandkalk, steril (Orbitolinaschichten?).
19.	40 m	oberer Schrattenkalk, unten feinoolithisch, oben dicht, hellgrau, mit massenhaften Milioliden und Rudistenfragmenten.
20.	—	Hohgantsandstein.
	218,7 m	

Die Gesamtmächtigkeit, mit Einschluss der 40 m oberen Schrattenkalkes, beträgt 215 m. Davon entfallen auf die Drusbergschichten (Nr. 7, z. T. 10, 11 und 13) ca. 20 m. Der Rest, 155 m, bildet den untern Schrattenkalk. Trotzdem das Profil doppelt so weit entfernt ist vom Niederhorn, dem Gebiet maximaler Mächtigkeit der Kalkfazies, als die Haberlegi, erreicht die Mergelfazies hier nur ca. 20 m. Die Aenderung der Fazies erfolgt also in NE Richtung langsamer als in SW.

Besondere Ausbildung zeigen die Drusbergschichten am See, von der Beatenbucht bis zum Fischbalmsteinbruch. BECK kartierte den ganzen Komplex als Kieselkalk des Hauterivien. Aeusserlich erweckt das Gestein vollkommen diesen Eindruck, doch zeigt das mikroskopische Bild eine reich entwickelte Urgonfauna (Milioliden und Orbitolinen). Die psammographische Analyse ergab Werte, die nie an Kieselkalk beobachtet wurden, hoher Kalkgehalt, Sand nur in Spuren.

An der Verwerfung, die vom Eingang in die Besitzung Frutiger zunächst ostwärts, dann mehr nordöstlich sich gegen die Beatenbergbahn hinaufzieht, stossen etwas geschleppte, bräunlichgraue, tonige Kalke an massigen Schrattenkalk mit Milioliden. Nördlich davon schliesst sich ein verlassener Steinbruch an, der durch die Strasse überbrückt wird. Ein dunkelblauer, meist massiger, kieseliger Kalk mit splitterigem Bruch bildet die Wände der Nische. In den den untern Parteien ist er organismenreich (Milioliden).

Zwischen Beatenbergbahn und dem Fischbalmsteinbruch stehen zuerst knollig-schiefrige Kalke mit kleinen Ooiden an, die in regelmässige Bänke mit Schieferlagen übergehen, durch kleine Verwerfungen und Verbiegungen etwas gestört.

Am SE-Ende des Fischbalmsteinbruchs sind die untern Bänke körnig-rauh, darüber folgt ein blaugrauer oolithischer Kalk mit dichter Grundmasse. Mit der Lupe erkennbar sind Milioliden, Textularien und fein verteilter Pyrit. Dann folgen knollige, tonige Schiefer. Schuppige, kieselige oder spätige Kalke bilden die Wand des Steinbruchs und lassen sich bis in den Bahneinschnitt verfolgen. Der Kontakt mit dem in den folgenden Steinbrüchen aufgeschlossenen Kieselkalk kann nicht sicher festgestellt werden, da das Anstehende durch Vegetation und Stützmauern teilweise verdeckt ist, doch befindet er sich zwischen dem Fischbalmsteinbruch und der Kalkbrennerei an der Strasse nach Merligen. Auch die Mächtigkeit der gesamten Schichtfolge lässt sich nicht ermitteln, da weder Hangendes noch Liegendes unmittelbar beobachtet werden kann. Sie beträgt schätzungsweise 40—50 m.

Im Balmholz und NW der Sundlauenen-Hohgantverwerfung sind die Drusbergschichten in normaler Ausbildung vorhanden, als dunkle schuppige bis dichte Mergelkalke in regelmässigem Wechsel mit Schiefern. Ihre Mächtigkeit beträgt 25 bezw. 15—20 m, die des Schrattenkalks ca. 140 m, was eine Gesamtmächtigkeit von 165 m ausmacht.

Fassen wir die Beobachtungen über die Beziehungen zwischen Kalk- und Mergelfazies des Barrémien im Untersuchungsgebiet zusammen, so können wir nach dem Vorgang von Beck, mit einigen Abänderungen folgende Tatsachen feststellen:

1. Maximale Mächtigkeit erreichen die Drusbergschichten (100 m) im Gebiet des mittlern Sigriswilergrates. Der Schrattenkalk als Urgonfazies ist hier reduziert durch Vermergelung der untern Partien und durch voreozäne Abtragung.

2. Das Gebiet geringster Ausbildung der Mergelfazies, d. h. der Dominanz der Kalkfazies, befindet sich in der Gegend des Niederhorns. Die Mergel werden vollständig durch organogen-detritische Kalke ersetzt. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 210 m, da der obere Schrattenkalk vorhanden ist.

3. Die übrigen Gebiete stellen intermediäre Typen dar. An der Haberlegi ist der Einfluss der Mergelfazies als rhythmische Wechsellagerung der beiden Fazies-Typen zu erkennen. Die Gesamtmächtig-

keit beträgt ca. 220 m, die der Drusbergschichten 45 m. Am Gemmenalphorn überwiegt der Einfluss der Kalkfazies.

4. Im Balmholz und bei Beatenberg ist die Gesamtmächtigkeit reduziert, sie beträgt ca. 165 m, die der Drusbergschichten ca. 25 bezw. 15 m.

5. Die Aenderung der Fazies erfolgt im Allgemeinen senkrecht zu dem N40E gerichteten Streichen, zum Teil aber auch in dessen Richtung.

Wenn wir mit BECK die Ergebnisse nach Gebieten zusammenstellen, so sind zu unterscheiden:

	Drusbergsch.	Schrattenk.	Summe
1. Sigriswilergrat:			
Spitze Fluh:	50 m	80 m	130 m
Rothorn	100 m	40 m	140 m
Mittaghorn	100 m	40 m	140 m
2. Güggisgrat-Sohlfluh:			
Haberlegi:	45 m	165 m	210 m
Niederhorn:	—	210 m	210 m
Gemmenalphorn:	25 m	195 m	220 m
Sohlfluh:	40 m	170 m	210 m
3. Balmholz-Beatenberg:			
Balmholz:	25 m	140 m	165 m
Beatenberg:	15—20 m	140 m	ca. 160 m

Den Verlauf der Jsopen zeigt Fig. 14. Da allgemein die Mergelfazies einer grössern, der organogen-detritische Kalk einer geringern Tiefe des Ablagerungsraumes entspricht, so gibt der Verlauf der Jsopen ein Bild der herrschenden Tiefenverhältnisse zur Zeit der Ablagerung, sie sind im weitern Sinn angenähert den Jsobathen. Die eingehende Diskussion der Sedimentationsbedingungen wird uns noch in einem besondern Kapitel beschäftigen.

Mikroskopisches:

Die Drusbergschichten der Bettagsegg (Prof. K) zeigen folgendes mikroskopisches Bild:

Basisbank:

Grundmasse: Stark getrübt, mit nur wenig Zentren diagenetischer Umwandlung. Die organogenen Einlagerungen wiegen weitaus vor:

Miliolinen (Bi-, Tri- und Quinqueloculina, Pentellina).

Orbitolina, in Bruchstücken.

Textularia, Reophax (selten), Rotalia.

Muschel-, Gastropoden-, Bryozoenfragmente, Diploporen.

Die meisten Organismenreste sind von einer radiär-konzentrisch struierten Ooidrinde umgeben. Zusammengesetzte Ooide enthalten oft Fossiltrümmer und Tongerölle, die durch eine gemeinsame Schale umschlossen sind.

Nicht organische Bestandteile:

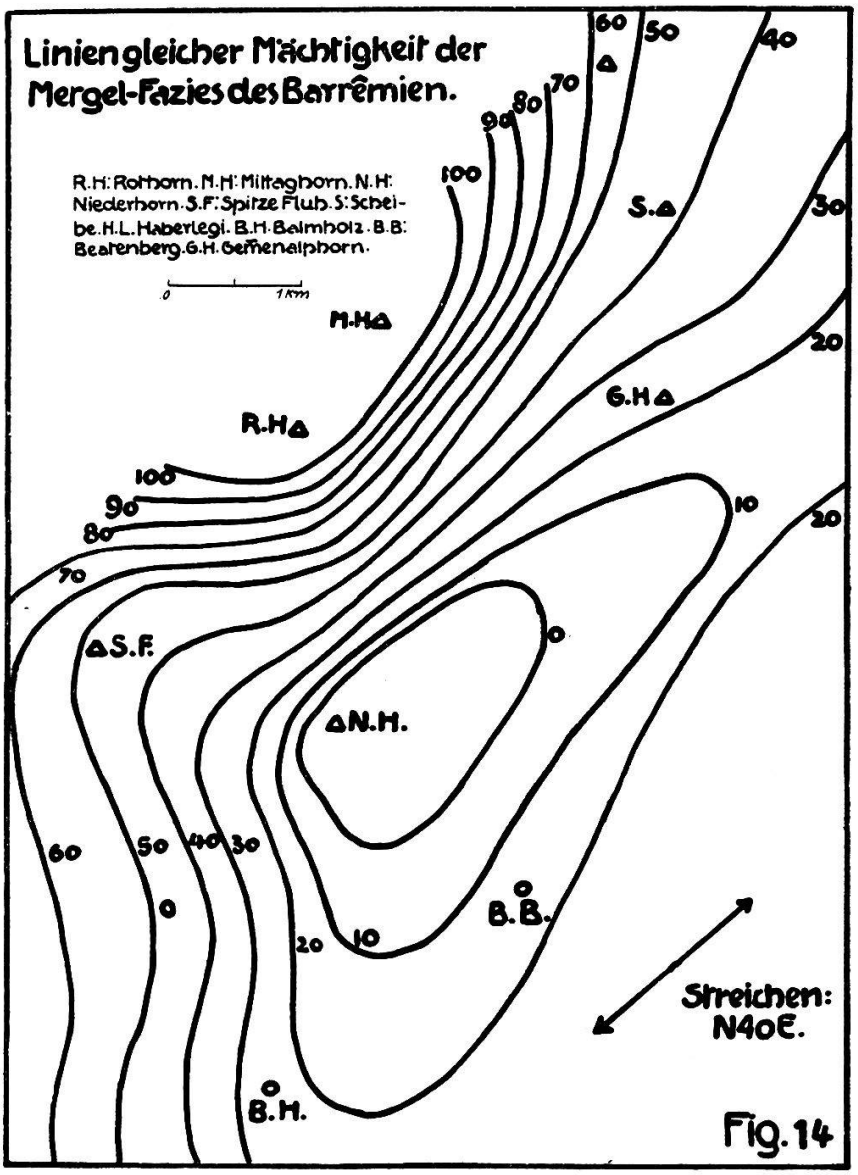
Glaukonit: Gut gerundete, wohl aus dem liegenden Altmannhorizont stammende Körner.

Quarz: Untergeordnet, agglutiniert in der Schale von Reophax.

Quarzin: Füllmaterial einiger Gastropodenschalen.

Feldspat: (Albit) authigene, scharf umgrenzte Kristalle (ca. 0,05 mm).

Onkoide: Unregelmässig begrenzte Tonkomplexe (diagenetisch).



In den folgenden Horizonten (3—6) sind sphärolithische Pyritkonkretionen, kalzinierte und pyritifizierte Spongiennadeln neben spärlichen Quarzkörnern charakteristisch. Das unverfestigt Sediment war wohl ein FeS_2-haltiger Kalkschlamm ohne wesentliche Sandführung. Nach oben nehmen die Onkoide (grumeaux) zu (7—11). Diese Trümmerstruktur und die zahlreich vorhandenen Miliolinen und Orbitolinen sind die Kennzeichen der Urgonfazies.

Am Weg nach dem untern Bergli stellen bläuliche Spatkalke die Basisbank dar.

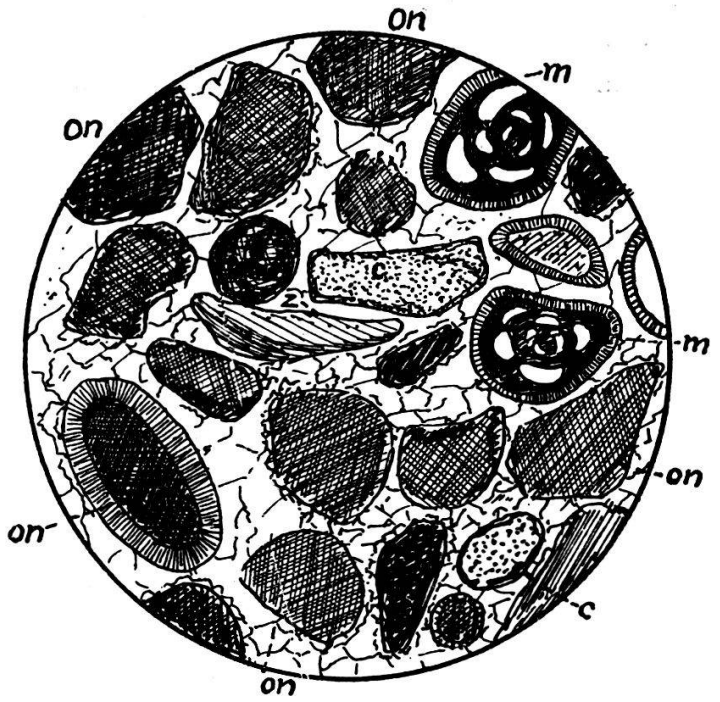


Fig. 15: **Barrémienkalk**, Schweife-Gemmenalphorn.
In mesokristalliner Grundmasse eingelagert: Miliolinen (m), Onkoide (on) mit Ooidrinden, Crinoiden (c). Um einige der Einschlüsse ist ein schmaler, durch Sammelkristalle hervorgerufener Kalzitrand zu erkennen. z: Zweischalerfragment.

In der holokristallinen reinen Kalzitgrundmasse liegen Bivalven- (vorwiegend), Gastropoden- und Crinoidentrümmer nebst Miliolinen (Triloculina häufig), Textularien (kleine Formen), Rotalien und Orbitolinen (sehr häufig). Alle Komponenten sind von einer Ooidrinde umgeben.

Dass ooidähnliche Bildungen auch diagenetisch entstehen können, zeigt folgendes Detail:

Im Hohlraum einer Gastropodenschale ist ein Teil des ehemaligen Kalkschlammes eingeschlossen mit einigen Trümmern. Von diesen

Einschlüssen und von der Wand der Schale aus dringen radial in die mesokristalline Grundmasse kryptokristalline Strahlen, wie sie von den Ooiden bekannt sind. Stellenweise zeigen sie auch konzentrische Struktur, doch fehlt die Abgrenzung nach der Grundmasse hin, sie gehen allmählich in diese über.

Der Vorgang kann so gedeutet werden: In den Schalenhohlraum gelangten die erwähnten Fremdkörper mit dem Kalkschlamm. Bei der diagenetischen Umwandlung wirkten die Einschlüsse und die Hohlraumwand als Kristallisationszentren. Die entstehenden Kalzitindividuen orientierten sich senkrecht auf diese Flächen, dadurch die Radialstruktur bedingend.

Diese Tatsache würde für die Ansicht amerikanischer Autoren wie DREW und VAUGHAN sprechen, wonach Ooide sich konkretionär in Kalkschlamm bilden können unter Mitwirkung von Bakterien.

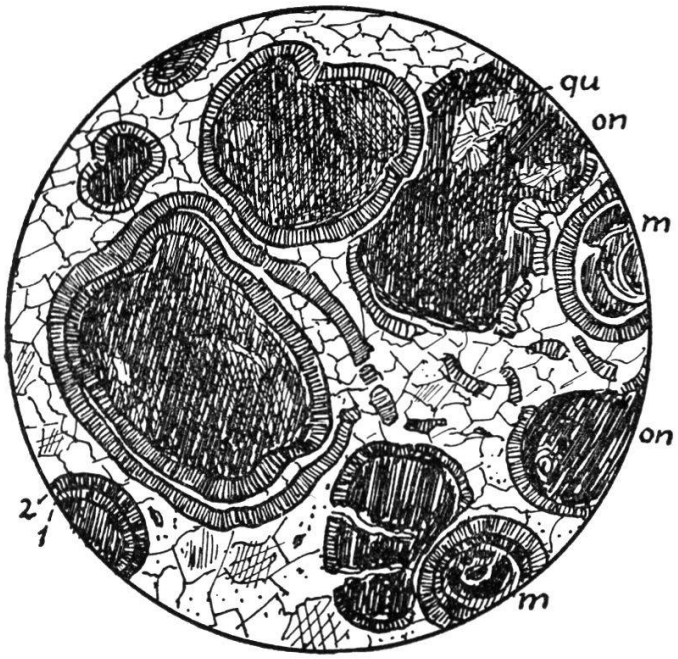


Fig. 16 (28 : 1): **Barrémienkalk,** (Basisbank), Weg nach Unterbergli.
Die Ooide, die als Kerne Miliolinen und Onkoide besitzen, weisen an verschiedenen Stellen Druckdeformationen auf, die oft nur die zweite, äussere Rinde betrafen.
qu: Quarzinaggregat. 1 und 2: innere und äussere Ooidrinde.

Ausgedehnte Deformationen der Ooide können in Schliffen der untersten Urgonbänke der Drusbergschichten vom NW-Hang des Sigriswilergrates beobachtet werden. Die Bildung der Ooidschalen erfolgte wahrscheinlich in zwei Phasen, was an den verschiedenfar-

bigen Schichten der Rinden zu erkennen ist. Die Deformation besteht darin, dass an den meisten Ooiden die äussere, hellere Schale abgespalten, zerbrochen und von der innern fast vollständig gelöst ist. Viele Ooide berühren sich und die Zertrümmerung der Schalen scheint von diesen Druckzentren auszugehen. Es handelt sich wohl um einen Vorgang im unverfestigten Sediment, hervorgerufen durch submarine Rutschungen oder sonstige Deformationen. Da es sich um rein mechanische Umwandlung handelt, ist dieses Vorkommen nicht unter den Begriff der Diagenese zu stellen.

In Probe 4 des Profils M stellen Bryozoenkolonien (Cyclostomata) die Hauptkomponenten des organogenen Gesteins dar. Die Kammern sind mit Tonsubstanz und Glaukonit ausgefüllt.

Oolith der obern Drusbergschichten, NW-Hang des Sigriswilergrates:

Im Handstück: Dunkelblaugrauer, zäher Kalk. Die Ooide sind als helle Tupfen auf dem dunklen Grund gut zu unterscheiden. Verwittert graubraun, knollig. Diese Fazies konnte sonst nirgends nachgewiesen werden, es handelt sich wahrscheinlich um eine lokale Bildung.

Im Dünnschliff: In holokristalliner Grundmasse liegen Ooide von auffallender Regelmässigkeit. Die Form ist meist rund oder oval, elliptisch, länglich. Sie ist abhängig von der Form der Einschlüsse. Die Grösse bewegt sich für die runden Formen zwischen 0,48—0,5 mm, also in sehr engen Grenzen. Das arithmetische Mittel der grossen und kleinen Axe der ovalen und elliptischen Formen weicht auch in extremen Fällen nicht wesentlich von diesem Wert ab. Als Ooidkerne sind zu erkennen:

Quinqueloculina (häufig), *Biloculina, Orbitolina, Haplophragmium, Textularia, Pulvinulina,*
Gastropoden, Echinodermenstacheln (selten),
Bryozoen- und Diploporenfragmente,
Kalzithrhomboeder oder Aggregate (auch Quarzin),
Onkoide (selten).

Die Dicke der Rinde richtet sich nach der Grösse des Kerns (je grösser der Kern, desto dünner die Rinde). Sie weist schwach braungelbe Färbung und deutlich konzentrisch-radiäre Struktur auf (radiär angeordnete Pyritpartikel). Am Rand jedes Ooids Konzentrationen von Pyrit. Die Ooide berühren einander nicht, es sind

keine Deformationen festzustellen. Die Umwandlung durch Diagenese ist äusserst gering.

Dieser vollkommen ausgebildete Oolith gibt uns Gelegenheit, auf die Frage der Oolith-Genese einzutreten. Die heute massgebende Anschauung über Ooidbildung ist folgende:

Die Ooide stellen Sphärolithe mit zentralem Kern dar. In neritischen bis sublitoralen Gebieten befinden sich Sandpartikel oder organische Bruchstücke in flottierender Bewegung. Ausscheidendes Kalziumkarbonat (chemisch oder organogen) lagert sich an diese Teilchen als Aragonitfasern an. Die entstehenden Sphärolithe sind etwas porös und werden durch den Wellenschlag in Bewegung erhalten. Wenn die Aragonitfällung weniger intensiv erfolgt, so lagert sich Ton in geringen Mengen an. Durch die Rollung wird das gleichmässige Wachstum und naturgemäss auch die gleichmässige Grösse der Ooide bedingt.

LINCK (81.) gibt eine Zusammenstellung aller bis dahin aufgestellten Hypothesen, von denen hier nur die wichtigeren zitiert seien:

ROTHPLETZ (74.) schrieb die Entstehung der Ooide der Wirkung von Kalkalgen *(Gloecapsa)* zu, die er als Einschlüsse in den Ooiden nachweisen konnte. Sie werden neuerdings, namentlich von amerikanischen Forschern, als passiv eingeschlossen betrachtet.

KALKOWSKY (75.) sieht ebenfalls in den Oolithbildungen die Wirkung pflanzlicher Organismen (Algen), deren Spuren aber durch Umkristallisieren verschwunden seien.

GAUB (69.) dagegen wies in Oolithen des Macrocephalenhorizontes der Schwäbischen Alb nach, dass enge Beziehungen zwischen der Bildung von Ooiden und der Foraminiferenart *Ophtalmidium* bestehen. Diese Organismen setzen sich nach Gaub auf den schwebenden Teilchen fest, inkrustieren und halten beim Rollen im Kalkschlamm rein mechanisch Material fest.

LINCK (81.) zeigte experimentell, dass Ammoniumkarbonat $(NH_4)_2CO_3$ und Natriumkarbonat Na_2CO_3, die beide bei der Verwesung von Eiweiss reichlich sich bilden, die Kalziumsalze des Meerwassers als Aragonit in Sphärolithform fällen können (Verwesungsfällung).

In neuerer Zeit haben die beiden amerikanischen Forscher DREW (67.) und VAUGHAN (63.) interessante Ergebnisse erzielt, und zwar konnten sie experimenzell nachweisen, dass Ooide in freier Lösung sich durch Bakterientätigkeit bilden können. DREW erzielte in einer

Reinkultur des Bacteriums calcis in Agar-Agar und VAUGHAN in amorphem Kalkschlamm der Bahamaküste die Bildung von Ooiden (physiologische Fällung).

Wichtig für die Deutung der Genesis der fossilen Oolithe ist die Kenntnis der Faziesverhältnisse. Mit zwei Ausnahmen (Basisbank der Drusbergschichten an der Bettagsegg und spärliche Oolithbildung in den Drusbergkalken an der Beatenbucht) stellen die oolithischen Bänke immer sandfreie, wenig tonige Gesteine dar. Die Ooide liegen in reiner kalkiger Grundmasse, die aus chemisch-benthogen ausgeschiedenem Kalkschlamm hervorgegangen ist. Der geringe terrigene Einfluss lässt auf grössere Landferne schliessen. Die Sedimentation erfolgte relativ nur langsam, die Ooidkerne hatten Zeit sich zu inkrustieren, bevor sie mit Kalkschlamm bedeckt wurden. Die auffallende Uebereinstimmung in der Grösse der einzelnen Ooide spricht für gleichmässige Rollung in geringer Wassertiefe.

Aus den rezenten Oolithvorkommen zu schliessen (Suez, Floridaküste, Keyinseln), musste die herrschende Wassertemperatur verhältnismässig hoch gewesen sein (geringere Löslichkeit des $CaCO_3$ in Wasser höherer Temperatur). Die Möglichkeit der Kalkfällung wurde aber noch vermehrt durch die reichlich vorhandenen Verwesungsprodukte, wie Ammoniumkarbonat, was durch die zahlreichen Organismenreste wahrscheinlich gemacht wird. Die Anwesenheit von Pyrit in den Poren der Ooidrinden deutet auf Reduktionsvorgänge hin, hervorgerufen durch H_2S, das naturgemäss in der Nähe der Zersetzung organischer Verbindungen sich am reichlichsten vorfindet.

Zusammenfassend ist über die Oolithbildung zu sagen, dass sie in grösserer Landferne oder doch an Stellen geringer terrigener Einschwemmungen, in warmem, wenig tiefen, an $CaCO_3$ reichem, bewegten Wasser sich abspielte, vielleicht unter Einwirkung von Bakterien. Die Anlagerung des Kalziumcarbonates erfolgte wohl analog den rezenten Vorkommen in der Aragonitmodifikation, die sich erst diagenetisch zu Kalzit umwandelte.

Oolith der Haberlegi (Nr. 13 des Profils L):

Im Handstück: Bläulichgrauer, groboolithischer bis spätiger Kalk, rauh angewittert, voll Organismentrümmer.

Mikroskopisch: Die im Handstück wahrnehmbaren Ooide stellen sich als stark gerollte Organismentrümmer, ohne jede Ooidbildung heraus.

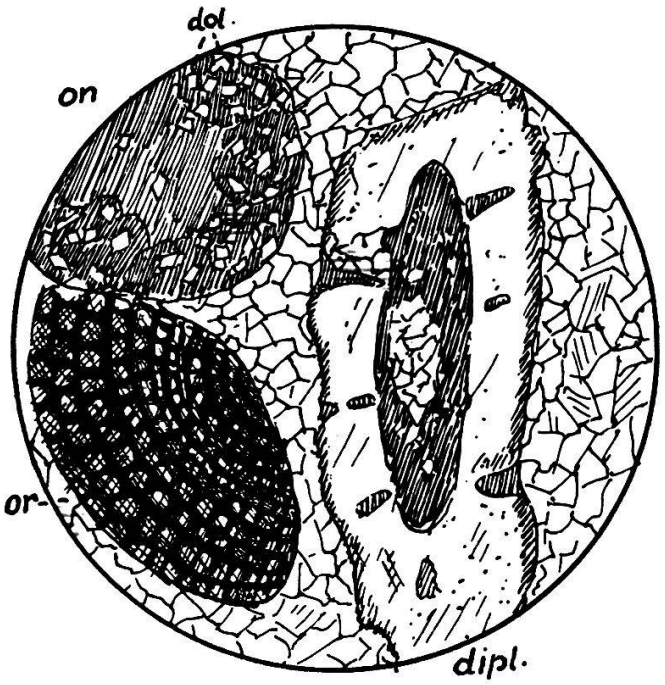


Fig. 17 (28 : 1): **Barrémienoolith,** Haberlegi.
dipl: Schräger Querschnitt durch den Stengel einer *Diplopora.*
or: *Orbitolina,* tangentierender Schnitt.
on: Onkoid mit zahlreichen Dolomitrhomboedern.
Grundmasse reiner kristalliner Kalzit.

In holokristalliner, kalzitischer Grundmasse sind eingelagert:

a. stark gerollte Organismentrümmer:
Diploporen (*Salpingoporella Mühlbergii Lor.,* sehr häufig),
Orbitolinen (sehr häufig),
Miliolinen und Rotalien (wenige Exemplare),
Crinoidenstielglieder und Seeigelstacheln (nicht häufig),
Gastropoden- und Bryozoentrümmer.

b. Onkoide (1—1,4 mm, feine Tonsubstanz mit Pyritpigment).

Diploporen, Orbitolinen und Onkoide enthalten grosse Mengen Dolomitrhomboeder von ca. 0,08 mm Durchmesser. Sie sind kristallographisch gut ausgebildet und zeigen im Innern eine kleine Ansammlung von Pyritpigment, was für diagenetische Entstehungsweise spricht. Lithologisch ist dieser „Oolith" ein fast reiner Kalk mit 99,03 % Karbonaten, 0,94 % Ton und 0,03 % Sand, der wohl auf den Pyritgehalt zurückzuführen ist.

Lithologisches: Von der Bettagsegg (Prof. K) wurden 9 Proben psammographisch untersucht. Sie ergaben ein ausserordentlich charakteristisches Bild:

Nr.	K.	T.	S.	
1	93 %	6 %	1 %	(K.)
3	73,3 %	26 %	0,5 %	(M.)
4	77,7 %	18,3 %	4 %	(M.)
6	73 %	24 %	3 %	(M.)
7	96 %	3,6 %	0,6 %	(K.)
8	78 %	20,5 %	1,5 %	(M.)
9	94 %	5 %	1 %	(K.)
10	80 %	18,8 %	1,2 %	(M.)
11	81 %	19 %	1 %	(K.)

M: Mergel, K: Kalk-Mergelkalk.

Die Uebersicht zeigt besonders deutlich den Wechsel von Mergeln und Kalken. Ton- und Karbonatgehalt sind die bestimmenden, wesentlichen Faktoren, während die Sandkomponente immer nur geringe Werte aufweist, die in den Mergelbänken etwas höher sind.

Von der Schweife (Prof. M) lieferten 6 untersuchte Proben folgende Verhältnisse:

Nr.	K.	S.	T.
8	97,2 %	0,4 %	2,4 %
10	95,1 %	0,2 %	4,6 %
12	95 %	—	5 %
13	76 %	2 %	22 %
13a	80 %	1 %	19 %
14	98 %	—	2 %

Deutlich tritt in den beiden Proben 13 und 13a der Einfluss der Mergelfazies hervor. Während die andern Proben fast reinen Urgonkalk mit geringen Tonmengen und ohne nennenswerten Sandgehalt darstellen, sind die beiden Proben von ähnlicher Zusammensetzung wie die Kalke der Mergelfazies (Bettagsegg).

Wechselnde Strömungen müssen zeitweilig die feinsuspendierten Tonpartikel weiter hinaus in den Ablagerungsraum transportiert haben oder die Senkungsvorgänge, die die rhythmischen Wechsellagerungen von Mergel- und Urgonfazies andern Orts bedingten, machten sich auch in diesem Gebiet, wenn auch nur unregelmässig, bemerkbar.

4. Das Aptien.

(Die Orbitolinaschicht und der obere Schrattenkalk.)

Die im E-Teil der Randkette fossilreichen und typisch ausgebildeten Orbitolinaschichten sind in unserem Gebiet, wenn überhaupt vorhanden, dann fast steril.

In der Schweife, am Gemmenalphorn, finden sich, wie das Profil im vorhergehenden Abschnitt zeigt, 0,3 m bräunliche, sandige Kalke als wahrscheinliches Aequivalent der Orbitolinaschichten. Doch konnten in dem Hohlkehlen bildenden Gesteinsband keine Fossilien gefunden werden.

Der hangende (obere) Schrattenkalk ist, nach einigen oolithischen Bänken ein weisslicher, spätig glitzernder, neritischer Kalk, in den obern Teilen strotzend erfüllt von Requienien-, Rudisten- und Nerineentrümmern. Auf der andern Seite des Gemmenalphorns fanden sich in den obersten Bänken Korallen. Mit der Lupe sind überall Milioliden in grosser Zahl wahrzunehmen.

(Profil N) Im Fitzligraben, am Weg durch den Spirenwald nach dem untern Burgfeld, findet sich von unten nach oben:

1. x m unterer Schrattenkalk, in Bänken bis zu 80 cm, bläulich-grau anwitternd, innen dunkelgrau, mit zahlreichen Requienienquerschnitten. Die obersten Bänke sind weniger mächtig und wechsellagern mit einigen Mergellagen.
2. 0,8 m hellgelb anwitternde, mergelige Kalkschiefer, innen graublau, mit sehr spärlichen Orbitolinen. (Orbitolinenschicht.)
3. 9 m oberer Schrattenkalk, knollig verwitternd, bläulich, dicht, die Anwitterungsfläche ganz bedeckt von Requienienquerschnitten, die nach oben spärlicher werden. Milioliden häufig.
4. 8 m Schutt.
5. x m Hohgantsandstein, geschiefert, braun, mit Orbitoiden.

Der obere Schrattenkalk kann, wie auch BECK feststellte, nur da sicher abgegrenzt werden, wo die Orbitolinenschicht vorhanden ist. Diese Unterscheidung wurde daher auf der Karte weggelassen.

Mikroskopisches:

Orbitolinaschichten: Sehr feinkörniger, etwas kalkiger Mergel mit Pyritsphärolithen und wenigen eckigen Sandkörnern (0,1 mm). Steril.

Oberer Schrattenkalk: Makro- und mikroskopisch vom Liegenden der Orbitolinaschichten nicht zu unterscheiden.

Grundmasse: Mikrokristallin, ziemlich stark tonig.

Einschlüsse: Massenhaft Milioliden:
Quinqueloculina, Pentellina (Chalmasi?),
Spiroloculina, Biloculina,
Textularien, (kleine Formen, ca. 0,25 mm),
Orbitolina, Rotalia.

Zusammenfassung der Ergebnisse über Urgon-Fazies.

Nach den Einzelbeobachtungen wird die Urgonfazies charakterisiert durch:

1. Die Reinheit des Kalziumkarbonates (bis 99 %) und die vollständige Umkristallisation der Grundmasse, localiter auch durch Oolithbildung.

2. Die Häufigkeit und benthonischen Foraminiferen *Orbitolina* und *Miliolina.*

3. Das Auftreten der Kalkalgen des Genus *Salpingoporella.*

Nicht nur für die Urgonfazies des Barrémien, sondern auch für diejenige des Valangien sind charakteristisch:

1. Die Gruppe der Rotaliden.
2. Die Textularien.
3. Die Bryozoen, sehr verbreitet in den Urgonkalken.
4. Die Onkoide (Tongerölle, grumeaux remaniés), scheinen in allen Urgonsedimenten vorhanden zu sein.

Die Vergesellschaftung von Orbitolinen, Milioliden, Textularien, Rotalien und Kalkalgen, und die Reinheit des Kalkes geben dem Urgon ein bestimmtes, charakteristisches Gepräge.

Ueber die untere Grenze der Urgonfazies im Untersuchungsgebiet lässt sich folgendes feststellen:

Die Bildung der Urgonkalke begann im ganzen Gebiet gleichzeitig (Basisbank), wurde aber nach kurzer Zeit überall unterbrochen, mit Ausnahme der Gegend vom Niederhorn. Sie setzte sofort wieder ein am Gemmenalphorn, etwas später an der Haberlegi, wurde dort aber wieder unterbrochen, begann dann in der Beatenbucht und in der Gegend des Balmholz und griff zuletzt über auf den Sigriswilergrat. Fast überall sind Wechsellagerungen mit der Drusbergfazies zu beobachten, die mit Hebungen und Senkungen des ehemaligen Meeresbodens in Zusammenhang stehen.

Die Drusbergschichten als Mergelfazies entsprechen grösserer, das Urgon als Kalkfazies geringerer Meerestiefe.

---

5. **Der Gault.**

(Ob. Aptien, Albien, unt. Cenoman)

Diese Stufe, wie auch der Seewerkalk (ob. Cenoman), sind in ihrer Ausbreitung beschränkt auf die Waldegg-Antiklinale. Nirgends konnte ein Uebergreifen über die Sundlauenen-Mulde auf die Randkette beobachtet werden.

Das vollständigste Profil (Profil O) ist beim Küblibad am Thunersee aufgeschlossen. Im Grossen durch eine ebene Diskontinuitätsfläche, die kleine, karrenartige Erhebungen und Taschen aufweist, wird der dichte, bräunliche obere Schrattenkalk überlagert durch

1. ca. 25 m feinkörnigen, braun und grün anwitternden, zähen Glaukonitsandstein, der mit weniger glaukonitischen Bänken abwechselt. Vollständig steril.
2. ca. 3 m schwarze Mergelschiefer (Gelbbrunnen, beim l von Ruchenbühl).
3. ca. 7 m Knollenkalk. In einer glaukonitisch-sandigen Grundmasse liegen über faustgrosse Konkretionen oder Gerölle eines blaugrauen, dichten, fast glaukonitfreien Kalkes, die auf der Anwitterungsfläche als helle Knollen hervortreten. (Steinbruch b. Küblibad, Hohlenweid, beim l von Ruchenbühl.)

Lithologisches und Mikroskopisches:

Der Glaukonitsandstein gleicht in vielen Beziehungen den dichten Varietäten der Altmannschichten. Sekundär infiltrierter Quarz macht das Gestein gegen die Einwirkung von Säure sehr widerstandsfähig. Die Glaukonitkörner sind granuliert, lappig, fast ohne Kalzitanlagerungen. Der Quarz, feinkörnig-splitterig, kann bis 24 % ausmachen. Phosphoritknollen, die in den Altmannschichten ziemlich häufig sind, konnten nicht nachgewiesen werden.

---

6. **Der Seewerkalk.**

(Ob. Cenoman-Turon)

Soweit festgestellt werden konnte, überlagert der Seewerkalk die Knollenschichten mit scharfer Grenze. Das Gestein ist ein hellgrauer, dichter Kalk, durchzogen von dunklen Tonhäuten, die es in flaserige Knollen zerlegen. Pyrit ist häufig als Konkretionen eingelagert. Mit der Lupe sind Foraminiferen, namentlich *Lagenen* zu erkennen. Mächtigkeit 3—7 m.

Lithologisches und Mikroskopisches:

Die psammographische Analyse ergab einen fast reinen, etwas tonigen Kalk mit Spuren von Sand, der aber bloss aus Pyrit besteht, also authigen entstanden ist. Die terrigene Komponente wird nur durch den Ton dargestellt.

Karbonate: 91,6 %, Sand: 0,4 %, Ton: 8 %.

In der mikrokristallinen Grundmasse, die durch Ton stark getrübt ist, liegen dicht gedrängt Schalen von:

Orbulinaria ovalis Kaufm.	0,06—0,07 mm
Textularia globulosa Ehr.	0,23—0,25 mm
Discorbina sp. ind.	0,35—0,40 mm
Oligostegina laevigata K.	0,09—0,10 mm

und Crinoidenbruchstücke. (34)

Die Zusammensetzung der Mikrofauna und die geringe terrigene Beeinflussung sind das Kennzeichen für ein in grösserer Tiefe gebildetes Sediment. Dass er verwandt ist mit Globigerinenschlicken der heutigen Meere, wie ARN. HEIM annimmt, ist sehr wohl möglich, doch sind nach den Erfahrungen JOH. WALTHERS Foraminiferen keineswegs immer massgebende Tiefenzeiger.

Dass die Sedimentation nicht ohne Störungen sich vollzog, beweisen die Tonhäute, welche ein zeitweiliges Aussetzen der Kalkausfällung oder sogar ein Wiederauflösen durch kältere, ungesättigte Tiefenströmungen verraten.

Das rein lokale Vorkommen der mittlern und obern Kreide in der Waldegg-Antiklinale ist wohl bedingt durch eine muldenförmige Vertiefung des ehemaligen Ablagerungsraumes, in der diese Schichtglieder von der voreozänen Abtragung nicht mehr erreicht werden konnten. Ob das Fehlen von Gault und Seewerkalk in der Randkette ein primäres ist, oder durch Abtragung bedingtes, sekundäres, kann nicht sicher entschieden werden, doch ist letzteres wahrscheinlicher.

Die beiden Schichtglieder zeigen an einigen Orten interessante Verhältnisse, indem sie längs kleinen Verwerfungen plötzlich aufhören.

1. In der obern Hohlen setzt der Seewerkalk E eines kleinen Bruches aus. Der Knollenkalk tritt in Kontakt mit dem Complanatakalk.

2. Am Fussweg von Küblibad nach P. 752 sind W einer Verwerfung Knollenkalk, Seewerkalk und Complanataschichten verschwunden. Der Hohgantsandstein transgrediert direkt auf den Glaukonitsandstein des Gault, während E davon die Schichtreihe vollständig ist.

3. Auch das Vorkommen des Seewerkalkes bei Birchi und Hohlenweid, und das Fehlen desselben bei Dählboden, Bödeli und Ruchenbühl gehört zu diesen Erscheinungen, die Verwerfungen und kleinen Falten zur Zeit des Paleozäns zuzuschreiben sind, die während der Alpenfaltung reaktiviert wurden, und heute als tektonische Störungen wieder in Erscheinung treten.

Ein Vorkommen in der Randkette, das wohl auf gleichen Ursachen beruht, soll später beschrieben werden.

B. Das Tertiär.

Wie in der Einleitung erwähnt, bildete das Eozän der Randkette und der südlich benachbarten Gebiete schon seit langem den Gegenstand eingehender geologischer Untersuchungen. Nachdem MOLLET (23.) 1917 in seiner Abhandlung „Ueber die stratigraphische Stellung der eozänen Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee" Berichtigungen angebracht und die stratigraphischen Verhältnisse nach den neuesten Untersuchungen vom Kandertal bis zum Pilatus zusammengestellt hatte, waren die Altersfragen gelöst. Wie Mollet zeigte, transgredierte das Eozän in der Randkette und im Waldeggebiet nicht gleichzeitig. Die Transgression begann im Lutétien mit dem Quarzsandstein an Pilatus, Schimberg und Schrattenfluh und griff dann über auf die Waldeggzone mit den Complanataschichten. Erst zuletzt wurde das Gebiet der Randkette bis zum Hohgant vom Meer überflutet. Die Schichtserie beginnt daher erst mit dem Auversien.

Nach BECK (21.) und MOLLET (38.) findet die Transgression des Lutétien ihr Ende in der Synklinale von Sundlauenen, ohne auf die Randkette überzugreifen. Bei Beatenberg sind aber noch ca. 5 m Complanatakalk auf obern Schrattenkalk transgredierend zu beobachten. Diese Tatsache zeigt, dass der tektonisch-stratigraphische Zusammenhang der beiden tektonischen Elemente Randkette und Waldeggantiklinale ein engerer ist, als bis dahin angenommen wurde.

1. **Das Lutétien.**

Die Complanataschichten.

Im Steinbruch beim Küblibad lässt sich die Transgression des Lutétien am besten studieren. Die obersten Lagen des flaserig ausgebildeten Seewerkalkes sind aufgelockert, Sandkalk ist teilweise tief in die Lücken eingedrungen. Zuletzt löst sich der Seewerkalk auf in eckige, etwas korrodierte Brocken, die nach oben kleiner und spärlicher werden, bis sie ganz verschwinden. Diese Aufbereitungszone hat eine Mächtigkeit von 30 cm.

Der Complanatakalk ist in seinen untersten Partien ein blaugrauer, grober Sandkalk mit wenig Glaukonit und *Nummulina complanata.* Nach oben nimmt der Glaukonit rasch zu, ebenfalls die Num-

muliten, so dass das Gestein ein blaugrüner Glaukonitsandkalk wird, dicht gedrängt voll *N. complanata.* Mächtigkeit ca. 10 m. Der Complanatakalk W der Sundlauenenverwerfung ist weniger glaukonitisch, aber ebenso reich an Nummuliten. Er wird unmittelbar überlagert durch grobkörnigen bräunlichen Hohgantsandstein.

Lithologisches und Mikroskopisches:

Die Prozentzahlen für den Complanatakalk sind folgende: Karbonate 42 %, Sand 50 %, Ton 8 %. Es ist also ein kalkiger Sandstein, dessen Sandgehalt denjenigen vieler Auversiensandsteine übertrifft.
Grundmasse: Besser Lückenzement, mikrokristallin, tonig.
Einschlüsse: Quarzkörner gerundet, von zahlreichen Rissen durchzogen (1 mm). Dazwischen eckige Trümmer der grossen Körner.
Glaukonit: Granuliert, gelappt oder als Pigment in Crinoidenfragmenten.
Phosphorit: Bräunliche gerundete Knollen.
Nummuliten: N. complanata.
Orthophragminen: Bruchstücke.

---

2. Das Auversien.[1])

a. *Die Hohgantschiefer.*

Dunkelbraun anwitternd, innen braunviolette sandige Schiefer mit viel Glaukonit bilden die Basis des Auversien im Gebiet der Waldegg. Sie fehlen der Randkette bis zum Hohgant, von wo an sie bis zum Pilatus konstant vorhanden sind. An der Waldegg sind die Hohgantschiefer zu beobachten E Sundlauenen, am Fussweg vom Küblibad nach P. 752 und an der Strasse beim Luegibrückli.

Lithologisches und Mikroskopisches:

Auch diese Schiefer erweisen sich, wie der Complanatakalk, als sehr sandhaltig:

Karbonate 31 %, Sand 53 %, Ton 16 %.

Die Grundmasse ist mikrokristallin und stark tonhaltig.
Als Einschlüsse finden sich:

Quarz: Eckige, selten gerundete Körner von 0,1—0,4 mm Durchmesser.

---

[1]) Verf. hält sich vorläufig an die von Boussac und andern gegebene Einteilung und Namenklatur und möchte nicht näher untersuchen, ob die Stufe des Auversien nicht zu streichen sei oder der alte Name Bartonien zu wählen wäre.

Glaukonit: Gerundete oder unregelmässig gelappte Körner bis 0,7 mm oder pigmentär in der Grundmasse. In der Verwitterungszone ist er vollständig limonitisiert.

Glimmer: Muskowit und Biotit.

Zirkon und Rutil: In stark gerundeten, meist prismatisch ausgebildeten Kristallen.

Organogene Einlagerungen bilden ein wahres Trümmerwerk (Nummuliten, Gastropoden, Crinoiden).

b. Der Hohgantsandstein.

An der Waldegg folgen auf die Glaukonitschichten, die auch fehlen können, violett-braune, knollig-sandige Schiefer, die nach oben grobkörniger und sandiger werden (Schieferfazies des Hohgantsandsteins). Gleichzeitig treten Orbitoiden und kleine Nummuliten in grösserer Zahl auf. Der Uebergang in den hangenden Hohgantsandstein vollzieht sich allmählich durch Mächtigerwerden der Schieferbänke.

(Profil P, Fig. 18) Am Flöschhorn, in dem Couloir, das am Grat bei P. 1825 mündet, ist folgendes Profil zu beobachten:

— oberer Schrattenkalk mit karriger Oberfläche.

1. 40 m unterer Hohgantsandstein
   a. bräunlich, feinkörnig,
   b. innen bläulich, hellgrau angewittert, quarzitisch.
   c. grobkörnige Bänke mit Milchquarzgeröllen (2—3 mm).
2. 20 m unterer Hohgantsandstein, dünnbankig, stellenweise geschiefert, feinkörnig.
3. 0,5 m Kohlenschichten. Brauner Sandstein, das Kohlenflöz enthaltend.
4. 25 m Hangendes der Kohlenschichten. Bis 1 m mächtige Bänke bräunlichen Sandsteins mit kleinen Nummuliten und Kohlenflecken. Nach oben wird das Gestein dünnbankiger, zugleich grobkörniger und schliesst mit einer Quarzitbank ab.
5. 20 m schiefriger brauner Sandstein, ein Schuttband verursachend.
6. knollig-flaseriger Sandstein.
7. sandige Mergelschiefer.
8. 20 m bräunlicher, nach oben grobkörniger Sandstein.
9. 18 m blaugrauer, sandiger Schiefer mit spätig-sandigen Kalkbänken mit Pecten, Dentalium und Nummuliten (Pectinitensch.).

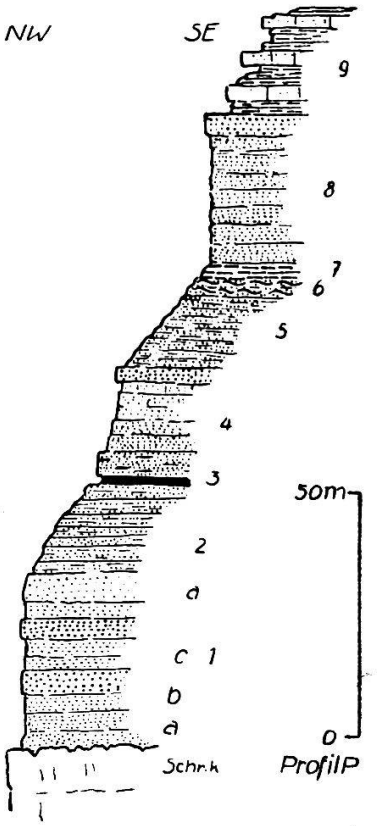


Fig. 18

Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 143 m, was mit den Angaben BECK'S und MOLLET'S ziemlich gut übereinstimmt. Unverständlich scheint mir aber die Angabe von nur 3 m für den untern Hohgantsandstein. Die Abgrenzung unterer-oberer Hohgantsandstein kann natürlich nur da vorgenommen werden, wo die Brackwasserschichten oder die Braunkohlenflöze vorhanden sind, was am Flösch- und Niederhorn der Fall ist. Das Kohlenflöz und die verlassenen Stollen befinden sich aber mindestens 50 m über der Schrattenkalkgrenze. Die Mächtigkeiten verhalten sich demnach wie folgt:

Unterer Hohgantsandstein	60 m
Kohlenschichten	0,5 m
Oberer Hohgantsandstein	65 m
Pectinitenschiefer	18 m
	143,5 m

Während am Niederhorn die Brackwasserschichten fehlen und nur die Braunkohlen vorhanden sind, treten am Sigriswilergrat beide Schichten miteinander auf. ARN. HEIM (18., 33) gibt ein detailliertes Profil vom NW-Abhang der Mähre. Ungefähr 1 km NE davon ist am sogen. Ofen, ebenfalls am NW-Hang des Grates, ein Profil (Q, Fig. 19) zu beobachten, das gegenüber demjenigen von der Mähre interessante Besonderheiten aufweist: (von unten nach oben)

— m unterer Schrattenkalk, mit scharfer, karriger Oberfläche.

1. 10 m hellgrauer, mittelkörniger Sandstein mit hellen glasigen Quarzkörnern, in Bänken bis zu 40 cm, nach oben wechsellagernd mit dunklen Mergelschiefern.
2. 0,5 m dünnblättrige, braunschwarze Kohlenmergel. Bandförmige, schwarze Abdrücke scheinen von Pflanzen (Algen) herzurühren.
3. 0,3 m blaugraue, bröcklige Mergelschiefer, grünbraun anwitternd mit Rostflecken (zersetzter Pyrit).
4. 0,6 m Konglomeratbank mit bis doppelt faustgrossen, gerundeten Geröllen organogenen Schrattenkalkes und eines blaugrauen, dichten Kalkes. Die Gerölle liegen teilweise noch in den Mergeln von Nr. 3. Gegen SW teilt sich die Konglomeratbank in 2 ca. 0,6 m mächtige, durch ein Kohlenmergelband und eine Sandsteinschicht getrennte Bänke, um bald nachher wieder zu einer einheitlichen Bank zu verschmelzen. Nach oben geht das Konglomerat über in
5. 5 m grobkörnigen Sandstein.
6. 1 m schmutzigbraune Kohlenmergel. Uebergang zu
7. 1,2 m gelbbraunen, schuppigen Mergelschiefern mit Cerithien.

8. 0,3 m schwärzliche Sandsteinbank voll von stengligen Gebilden bis zu 2 cm Durchmesser.
9. 3 m braungrauer, feinkörniger Sandstein mit kohligen Flecken.
10. 20 m mittel- bis feinkörniger, innen rostig und poröser Sandstein, dunkel angewittert und mit Lecidea bewachsen.

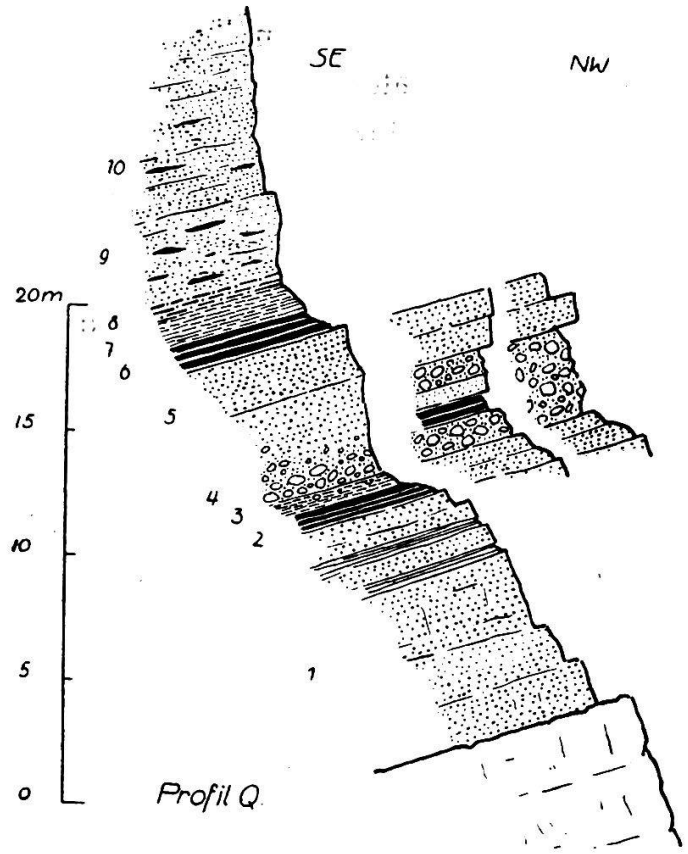


Fig. 19.

Der Rest des Profils stimmt im Wesentlichen mit demjenigen an der Mähre überein. Die Unterschiede sind die folgenden:

1. Die Mächtigkeit der Brackwasserschichten nimmt ab von 11 m auf 3 m. Die bituminösen Kalke (Stinkkalke) sind verschwunden. Die Fauna ist individuen- und artenärmer geworden (Cerithien).

2. Die Brackwasserschichten sind nicht mehr ein einheitlicher Komplex, sondern durch den eingelagerten Hohgantsandstein in zwei Abteilungen aufgeteilt.

3. Die Konglomerate bilden eine lokale Erscheinung, die im übrigen Gebiet nirgends mehr nachgewiesen werden konnte. Unvermittelt setzen die Gerölle über den Mergeln ein. Form und Grösse wechseln ziemlich stark, von abgeplatteten (von der Art der Flussgerölle), 3 cm messenden, bis kugeligen, kopfgrossen Formen sind

alle Uebergänge zu finden. Bohrmuschelspuren sind nicht nachzuweisen. Die seitliche Ausbreitung kann nicht genügend festgestellt werden. Sichtbar sind die Konglomerate auf eine Strecke von ca. 100 m, doch ist wahrscheinlich, dass sie sich noch weiter ausdehnen. Die Mächtigkeit nimmt zu von NE gegen SW. Am Fusspfad von der Zettenalp nach den vordern Schaflägern beträgt sie ca. 0,6 m, 100 SW davon ca. 1,2 m. Das materialliefernde Gestein war fast ausschliesslich ein organogener Schrattenkalk. Nur ausnahmsweise bestehen einige Gerölle aus einem dichten, dunkelgrauen Kalk, der an gewisse Barrémienkalke erinnert. Andere Gesteine konnten nicht nachgewiesen werden.

Das Vorkommen war bis dahin unbekannt, doch haben BUXTORF von Beckenried (37. 664) aus dem Lutétien und MOLLET (38. 20) vom Schimberg aus dem Priabon Konglomeratbildungen beschrieben. Die genannten Vorkommen zeichnen sich aus durch die Grösse ihrer Komponenten, deren eckige Beschaffenheit und durch die Mannigfaltigkeit der materialliefernden Stufen (Beckenried: Schrattenkalk-Seewerkalk; Schimberg: Hauterivienkieselkalk-Hohgantsandstein).

Beide Autoren erklären die Entstehung der Konglomerate durch Annahme jungcretatischer bis alteocäner Störungen im Bereich der Litoralzone des Lutétien- bezw. Priabonmeeres. Mollet gelang es sogar die mutmassliche Störungslinie aufzufinden.

Für unser Vorkommen sind wohl ähnliche Entstehungsbedingungen anzunehmen, doch liegt die Ursprungsstelle der Gerölle in grösserer Entfernung von ihrem Ort der Sedimentation, was durch die intensive Rollung bewiesen wird. Eine Lokalisierung der alten Dislokation ist nicht möglich. Freilich befinden wir uns SE der grossen Längsverwerfung, die unter der Mähre bis zur Spitzen Fluh durchzieht, auf deren abgesunkenem SE-Flügel. Doch ist die stehengebliebene NW-Scholle der Abwitterung bis auf den Kieselkalk hinunter anheimgefallen, so dass über die Möglichkeit der Geröllieferung nichts Sicheres ausgesagt werden kann. Die Verwerfung hat, nach dem Geröllbefund zu schliessen, nur den Schrattenkalk bis zu den Drusbergschichten über Wasser gehoben.

Die Verhältnisse, die BUXTORF (1. zit.) von der Axenstrasse beschreibt, Erhaltenbleiben des Lutétien innerhalb zweier Verwerfungen, sind analog den von der Waldegg beschriebenen Erscheinungen.

Lithologisches und Mikroskopisches:

Eine systematische Durcharbeitung der lithologischen Verhältnisse des Hohgantsandsteins wird sehr erschwert durch die Inkonstanz der einzelnen Horizonte, so dass es unmöglich erscheint, verschiedene Sukzessionen miteinander zu vergleichen.

Das Gestein kann von einem grobkörnigen Sandstein mit reichlich kalkigem Bindemittel bis zu einem feinkörnigen, ganz unlöslichen Quarzit wechseln. Diese Erscheinung macht sich im Allgemeinen in NW-SE Richtung geltend. Am Niederhorn sind die Quarzitbildungen viel ausgedehnter als am Sigriswilergrat. Auch die Korngrösse ist im Allgemeinen eine Funktion dieser Richtung.

Die Grenzwerte, innerhalb denen sich die psammographischen Prozentzahlen bewegen, soweit die Proben sich als löslich erwiesen, sind folgende:

Karbonate: 28—61 %, Sand: 35—64 %, Ton: 4—8 %.

Viele Sande ergaben einen relativ hohen Gehalt an schweren Mineralien, wie er an kretazischen Gesteinen nie beobachtet werden konnte. Der Häufigkeit entsprechend geordnet, waren vorhanden: Leukoxen, Zirkon, Turmalin, Rutil, Illmenit, Magnetit und Anatas.

Eine Probe (vom Profil am Ofen) lieferte den Maximalwert für Karbonate.

Grundmasse: Teilweise holokristalliner Kalzit, durch Ton etwas getrübt. Darin als Einschlüsse: Quarz, gerollt, mit Spaltrissen, oft zertrümmert (0,4—1,4 mm). Sekundärer Quarz nur als Verkittungsmittel von Kornfragmenten. Organismentrümmer durch SK unkenntlich.

Eine Probe des Profils am Flöschhorn war auch in heisser Salzsäure nicht löslich. Quarz in unregelmässig begrenzten Körnern, die durch sekundäre Anlagerungen ziemlich starkes Wachstum erfahren haben. Der sekundäre Quarz ist vom primären Korn durch eine Zone von Tonpartikel deutlich getrennt. Grundmasse oft vollständig durch Kieselsäure ersetzt (Quarzit).

Als organogene Einlagerungen finden sich gut erhaltene Exemplare von *Nummulina Boucheri* (Dimensionen 1,8 × 0,8, Verhältnis Dicke: Durchmesser wie 1:2,2. Vergl. 18., 218).

Sandkalk der Pectinitenschiefer, Flöschhorn, Profil P:

Grundmasse: mikrokristallin, tonig. Wesentlicher Bestandteil ist Quarz in splittrigen Körnern (ca. 0,2 mm). Im übrigen ein Trümmerwerk von Discocyclinen (bis 5,6 mm) und kleinen Nummuliten, Miliolinen und Rotalien. Glaukonit und Pyrit sind nur spärlich vertreten.

c. Der Lithothamnienkalk.

Die Altersfrage des Lithothamnienkalkes ist nicht leicht zu lösen. KAUFMANN (10.) betrachtet ihn als gleichaltrig wie den Flysch von Sundlauenen und die Schiefer von Unter Bergli, während BOUSSAC (19.) die Lithothamnienschichten unter den Flysch ins Priabon einordnet. BECK dagegen (21., 37) weist dem ganzen Komplex Auversien-Alter zu, indem er mit dem Vergleich der Mächtigkeiten am Rothorn, Mittaghorn und Gemmenalphorn-Niederhorn argumentiert, und den Lithothamnienkalk als phytogene Fazies der Hohgantschichten bezeichnet. Wir werden auf die Frage der Mächtigkeiten und des Alters später noch zurückkommen.

Gerölle eines dichten, hellgrauen Kalkes mit Knollen von Lithothamnium und kleinen Nummulinen zeigen den Beginn der Lithothamnienkalkbildung an, worauf nach einigem Wechsellagern mit Hohgantsandstein die eigentlichen Kalkalgenbänke einsetzen. Es ist in den untern Lagen ein hellbräunlichgrauer Kalk mit Lithothamnienknollen, die sich als helle, konzentrisch gestreifte, lappige Flecken abheben. Die Sandeinstreuungen nehmen nach oben ab, verschwinden aber nie ganz. In seiner typischen Ausbildung besteht der Kalk fast ausschliesslich aus Lithothamnienknollen und Orthophragminen (Gipfel der Mähre, P. 1690 SW Berglihütte, Spitze Fluh).

Mikroskopisches:
Schliff einer Probe von der Spitzen Fluh:

Im Handstück ein sandiger, braungrauer Kalk mit Limonitflecken. Der Bruch ist körnig und durchschneidet auch die Lithothamnienknollen, die sich als helle, lappige Stellen deutlich von der etwas eisenschüssigen Grundmasse abheben.

Im Dünnschliff: In der mesokristallinen Grundmasse sind folgende Einschlüsse festzustellen:

Quarz: In vollständig gerundeten Körnern (0,6—1,2 mm) und in Form von eckigen Trümmern, ca. 40 %.

Lithothamnium: Gerollte, zum grössten Teil zertrümmerte Knollen.

Orthophragminen- und Bryozoenbruchstücke. *Pulvinulina.*

Das Gestein ist ein organogener, detritischer Kalk der Litoral- oder Sublitoralzone, das durch die Häufigkeit der organischen Trümmer breccienähnlich wird.

Schliff einer Probe aus dem Flysch von Sundlauenen:

Der Unterschied gegenüber der oben beschriebenen Probe besteht im geringern Sandgehalt (ca. 15 %), der geringern Korngrösse (0,08 bis 0,6 mm) und dem reichern Gehalt an Nummuliten und Orbitoiden.

Nummulina Boucheri (1:1,5)

Discocyclina spec. ind. massenhaft.

Die Grundmasse ist mesokristalliner Kalzit.

Lithothamnien teilweise als intakte Knollen, heben sich als helle Bezirke deutlich von der eisenschüssigen Grundmasse ab.

Die Frage nach dem Alter der Lithothamnienkalkbildung kann durch den Vergleich der Mächtigkeiten einigermassen klargestellt werden. Bestimmen wir die Mächtigkeiten von Hohgantsandstein und Lithothamnienkalk an verschiedenen Punkten, so ergeben sich nachstehende Zahlen:

	Rothorn	Mittaghorn	Flöschhorn	Gemmenalphorn
Lith.kalk	140	3 Bänke à 1 m	—	ca. 4 m
Hohg.sdst.	70	160	145	170
	210 m	ca. 160 m	145 m	ca. 170 m

Die grösste Mächtigkeit des Lithotammnienkalkes findet sich am Rothorn mit 140 m. BECKS Angabe von bloss 157 m für die Gesamtmächtigkeit des Eozäns beruht auf einem Irrtum. Schon aus der Karte kann entnommen werden, dass die Höhendifferenz vom Schafloch (ca. 1800) bis zum Rothorngipfel 250 m beträgt, die sich verteilt auf ca. 40 m untern Schrattenkalk und 210 m Eozän. Alle andern Lokalitäten zeigen viel geringere Gesamtmächtigkeit. Es kann also ein Teil des Lithothamnienkalkes sich in höherem Niveau befinden als der oberste Hohgantsandstein, d. h. analog dem Flysch (Bodmiflysch BECKS) sein. Dies kann zutreffen für Höchstens 50 m, die zum Teil als Bänke in den Flyschschiefern von Wehri und Sundlauenen eingelagert sind und also dem Alter nach als Priabon anzusprechen sind.

Wie aus obiger Tabelle zu entnehmen ist, nimmt die Mächtigkeit des Lithothamnienkalkes seitlich ausserordentlich rasch ab, was in dem Riffcharakter der ganzen Bildung begründet ist. Nach JOH. WALTHER (83. 37) gedeihen in klarem Wasser des Golfs von Neapel Lithothamnien bis zu einer Tiefe von 100 m, unter weniger günstigen Bedingungen ist die Tiefe ihres Wohnraumes aber bedeutend geringer.

Dass die Nulliporen, denen die Lithothamnien zuzurechnen sind, nicht nur Kalklager am Meeresboden bilden, sondern auch sogar riffbildend auftreten, beweisen die rezenten Vorkommen von den Marschallinseln, Tahiti, den Gesellschaftsinseln und von Pernambuco (83. 929).

Für die fossilen Lithothamnien sind ähnliche Existenzbedingungen anzunehmen. Die Lithothamnienbildung begann auf dem sandigen Boden des Eozänmeeres, sobald die günstigen Bedingungen, wie geringe Wassertiefe, langsame, wenig tonige Sedimentation, vorhanden waren. Sie wurde aber mehrmals wieder unterbrochen (Gerölle von Lithothamnienkalk, Bedeckung mit Hohgantsandstein), bis die Verhältnisse besonders günstig wurden und das Riff sich zu solcher Mächtigkeit entwickeln konnte. Senkungen des Ablagerungsraumes und die Toneinschwemmungen des Flyschs liessen die Existenzbedingungen so ungünstig werden, dass nur noch für kurze Zeit und oft unterbrochen Lithothamnienkolonien sich behaupten konnten (Lithothamnienbänke im Flysch).

---

3. Das Priabonien.

a. Der Lithothamnienkalk.

Wie aus den obigen Ausführungen hervorgeht, ist ein Teil des Lithothamnienkalkes dem Priabon zuzurechnen. Eine genaue Abgrenzung ist aber in dem einheitlichen Schichtkomplex nicht möglich.

b. Der Bodmiflysch und die Globigerinenschiefer.

Graubraune, sandige Schiefer mit Einlagerungen von Lithothamnienkalkbänken und Sandsteinen bilden mit den Stadschiefern die Muldenausfüllung der Synklinalzonen von Sundlauenen und Habkern. Die Grenze gegen die Globigerinenschiefer ist kaum festzulegen, da die beiden Komplexe alle Uebergänge miteinander verbunden sind.

Auf dem Unter Bergli am Sigriswilergrat sind die Globigerinenschiefer (Stadschiefer) längs zwei Verwerfungen zwischen den Lithothamnienkalk eingesenkt und so von der Erosion verschont geblieben.

Es sind braungelb angewitterte, leicht sandige Mergelschiefer. Im Mikroskop sind in brauner Grundmasse spärliche Globigerinen und vereinzelte Quarzkörner wahrzunehmen (0,2 mm). Die geringe Korn-

grösse, das Vorwiegen tonigen Materials und die Anwesenheit von Globigerinen als Vertreter pelagischer Formen sprechen für grössere Ablagerungstiefe. Der Uebergang von der neritischen Fazies des Hohgantsandsteins und des Lithothamnienkalkes zur bathialeren der Globigerinenschiefer vollzieht sich im Bodmiflysch mit seinen Sandstein- und Lithothamnienkalkbänken und den Seichtwasserformen wie Ostrea und Pecten (Sundgraben).

Zusammenfassung der Faziesverhältnisse des Eozäns.

Wie schon erwähnt, ist die Transgression des Eozäns in der Randkette und der Waldeggzone eine komplexe Erscheinung. Späteres Eintreffen der Ueberflutung lässt von SE gegen NW die Lücke zwischen Kreide und Tertitär immer grösser werden, so dass statt dem Lutétien das Auversien auf der kretazischen Unterlage transgrediert. Da die Kreideunterlage dieselbe Erscheinung im umgekehrten Sinn zeigt, so verkleinert sich die Lücke von unten und oben her. Statt Auversien auf untern Schrattenkalk, transgrediert Lutétien auf Seewerkalk.

ARN. HEIM (18. 174) nannte diese Erscheinung Bipaenaccordanz, und zwar vorliegendes Beispiel eine asymetrische, da Substratum und Transgredierendes mit ungleichen Neigungen an die Transgressionsfläche stossen.

Die Berechnung der Paenaccordanz des Mesozoikums ergibt bei 112 m Mächtigkeitszunahme auf ca. 7 km einen Betrag von 1,6 %.

Für das Eozän, berechnet nach der Mächtigkeitsabnahme des Complanatakalkes von 10 bis 0 m auf eine Horizontaldistanz von 3320 m (Küblibad-Beatenberg, unter Berücksichtigung des Zusammenschubs) ist der Betrag der Neigung bloss 0,3 %.

Die Transgressionsfläche ist im Allgemeinen scharf begrenzt. Ein Basiskonglomerat konnte nirgends beobachtet werden, doch sind aufgearbeitete Schrattenkalkknollen am hintern Sigriswilergrat oft in Hohgantsandstein eingeschlossen.

Nach SE und NE geht der Hohgantsandstein, besonders in seinen untern Partien in Schieferfazies über. Senkrecht zur Streichrichtung erfolgt dieser Fazieswechsel rasch, denn schon an der Waldegg ist ein Teil des Auversien in die Hohgantschiefer übergegangen oder über-

haupt schiefrig ausgebildet. Im Streichen erfolgt der Wechsel bedeutend langsamer, doch können schon am Gemmenalphorn Schiefer in verschiedenen Horizonten festgestellt werden, die am Hohgant die Hälfte des Profils einnehmen. Die glaukonitischen Hohgantschiefer treten aber erst an der Schrattenfluh auf.

Was die Tiefenverhältnisse anbetrifft, so ist aus der Zusammensetzung und Korngrösse der Sandsteine auf neritische Zone zu schliessen. Terrigenes Material bildet den Hauptbestand, zu dem noch chemisch-organogene Komponenten hinzutreten (Kalkgrundmasse, Fossilfragmente, sekundärer Quarz). Die Einschwemmungen erfolgten unregelmässig, feinkörnige Bänke wechseln ab mit grobkörnigen. In die gleiche Tiefenzone gehören der Complanatakalk und, wie schon erwähnt, der Lithothamnienkalk.

Die Brackwasserschichten, mitten in den marinen Sandsteinen, sind als lokale Regression zu deuten. Feiner Schlamm und reichlich vorhandene Pyritsphärolithe sprechen für Ablagerung in einer landnahen Bucht oder einer Lagune (70.). Die Transgression des marinen obern Hohgantsandsteins setzte rasch und unvermittelt ein und lieferte die Konglomerate vom Ofen.

Mit dem Einsetzen des Flyschs (Stadschiefer) wird die Fazies bathialer, pendelte aber einige Male wieder in die neritische zurück, was zur Bildung der Lithothamnienkalkbänke im untern Flysch führte. Die Globigerinenschiefer selbst scheinen aber eine reine bathiale Bildung darzustellen.

Zusammenfassung.

A. **Die faziellen Verhältnisse.**

1. Die Randkette.

Im Schafmatt-Schimberggebiet ist nach MOLLET (38. 6) der grösste Teil des Valangienkalkes als Echinodermenbreccie (Urgonfazies) entwickelt. Gegen W stellen sich aber in dem dichter werdenden Kalk Silexknollen ein (Kieselkalkfazies). SCHIDER (35. 2) betont für die Schrattenfluh wechselnde Ausbildung des Valangienkalkes. Die Tendenz zur Reduktion der Urgonfazies hält nach W an. Im Justistal ist nach Profil C nur eine 3 m mächtige Bank noch spätig ausgebildet,

die sich bis ins Gebiet des Gerihorns erhält, wo sie durch ADRIAN (36. 291) an einigen Stellen beobachtet wurde. Die Belemnitenbank zwischen Valangienmergeln und -kalk N des Gerihorns entspricht wahrscheinlich der Knötchenschicht im Justistal.

Die glaukonitische Gemsmättlischicht, die am Pilatus (17. 4) und an der Schafmatt fossilführend vorkommt, ist an der Schrattenfluh (35. 2) und an einigen Stellen im Justistal fast steril, während sie an andern sich als sehr fossilreich erwies (Sulzi, Bachersboden). Gegen W scheint die Schicht auszukeilen, denn im Kandertal konnte sie von ADRIAN nicht mehr beobachtet werden.

Das Hauterivien (Basisschiefer und Kieselkalk) weist keine wesentlichen Differenzen auf. Die Belemnitenbank des obern schynigen Bandes wurde von MOLLET (38. 8) am Schimberg gefunden, wird aber von den andern Autoren nicht erwähnt.

Die Altmannschicht ist im NE-Teil der Randkette immer als bis 1 m mächtiger Horizont vorhanden. Schon im Justistal kann sie aber stellenweise aussetzen, was gegen W immer mehr der Fall zu sein scheint, so dass ADRIAN (36. 289) nur an einer Stelle W unter dem Gerihorn „einige Centimeter eines Kalkes mit angereichertem Glaukonit und schwarzen Knollen" auffinden konnte.

Im ganzen betrachtet gleichmässig, im einzelnen aber stark wechselnd ist die Ausbildung der Drusbergschichten. Eingelagerte Knollenkalke (38. 9) und spätig-oolithische Bänke unterbrechen die gleichmässige Folge der Mergelkalke. Die basale Kalkbank, im Justistal und am Gerihorn vorhanden, scheint im NE zu fehlen. Die Faziesänderung, die an der Beatenbucht einsetzt (kieselige dunkle Schiefer und Kalke), hält bis in die Gegend des Kandertales an (36. 289).

Verschieden tief hat die voreozäne Abtragung auf den Schrattenkalk eingewirkt. Orbitolinaschichten (z. T.) und oberer Schrattenkalk sind erhalten am Schimberg und am Güggisgrat, fehlen aber an der Schrattenfluh, am Sigriswilergrat und im Kandertal.

Nur im NE der Randkette beginnt die Eozäntransgression mit dem Lutétien (Quarzsandstein und Complanatakalk), im übrigen Gebiet erst mit dem Auversien (Hohgantsandstein). Deutlich ist das sukzessive Sicheinschieben von unterm Quarzsandstein und Complanatakalk an der Schrattenfluh (35. 5) nach NE zu beobachten. Der

Hohgantsandstein zeigt an der Basis und im Hangenden Tendenzen zur Verschieferung. Die Basisschiefer entsprechen der Südfazies, die wie das Lutétien, in der NE-Randkette auf nördliches Faziesgebiet übergreift und von MOLLET (38. 13) als Hohgantschiefer bezeichnet werden. An der Schrattenfluh schneiden die Jsopen der erwähnten Schiefer die Randkette, um dann auf das Gebiet der Südfazies (Waldegg) überzugehen. In unserem Untersuchungsgebiet ist der Hohgantsandstein kompakt und mehr oder weniger grobkörnig und zeigt bloss am Niederhorn Neigung zur Verschieferung. ADRIAN (36. 287) beschreibt ebenfalls aus dem Hangenden des Hohgantsandsteins einen Schieferkomplex, den er als Sandschiefer des Priabonien bezeichnet. Er gelangt zu dieser Altersbestimmung, weil zuweilen Lithothamnienkalk das Liegende bildet. Doch scheint nach dem Vorkommen am Sigriswilergrat keineswegs der ganze Lithothamnienkalk priabones Alter zu besitzen, sondern zum grössten Teil Auversien darzustellen. Die Schiefer werden MOLLETS Schimbergschiefer (Auversien) entsprechen.

Die Brackwasserschichten sind in ihrem Auftreten nicht niveaubeständig. Sie setzen am Gemmenalphorn und am Burst ein und ziehen sich bis gegen den Thunersee durch, immer 3—50 m über der Schrattenkalkgrenze. In Synklinale IV, die faziell der Niederhornteildecke entspricht, beschreibt sie ADRIAN (36. 287) von verschiedenen Orten, aber immer an der Grenze Schrattenkalk-Auversien. Als zum Priabon gehörend betrachtet er sie, wenn Lithothamnienkalk das Liegende bildet (36. 282).

Konglomerate, die ihren Ursprung mutmasslichen alteozänen Störungen verdanken, beschreibt MOLLET (38. 20) aus dem Priabonien, am Sigriswilergrat konnten analoge Bildungen im Auversien nachgewiesen werden. Im SW scheinen die vorkommenden Konglomerate (36. 255) wie ADRIAN vermutet, Strandbildungen darzustellen, sind also als Basisgerölle aufzufassen.

Der Lithothamnienkalk kommt als einzelne Bänke in den priabonen Globigerinenschiefern am Schimberg und im Schrattenfluhgebiet vor (38. Profil pag. 12). Im Justistal beginnt die Lithothamnienbildung im Auversien und setzt sich bis ins Priabon fort (Lithothamnienbänke in den Stadschiefern). Am Gerihorn (Synklinale IV) wird

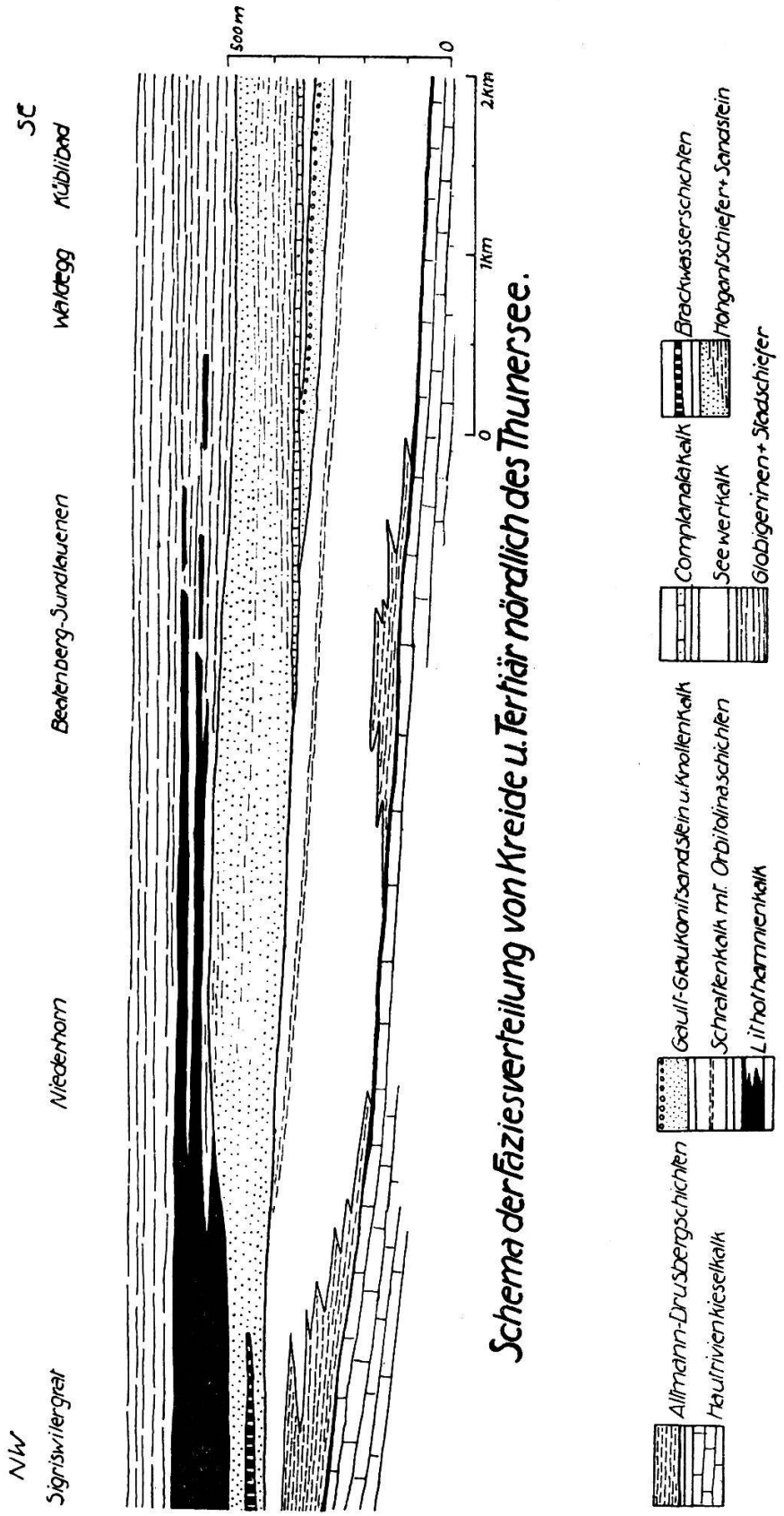
der Lithothamnienkalk überlagert von Globigerinenschiefern und bildet das Hangende der „Hohgantschiefer" (= Fazies des obern Hohgantsandsteins = Schimbergschiefer nach Mollet), nimmt also gleiche Stellung ein wie in der Randkette am Thunersee. In Synklinale III—I, die nach Adrian noch nördlichere Fazies darstellen, kann der Lithothamnienkalk fehlen oder auf Schrattenkalk liegen oder als Hangendes von „Sandschiefern und Brackwasserschichten" auftreten, und wird dann von ADRIAN ins Priabon gestellt (36. 281). Aus den angeführten Vorkommen ist die Niveauunbeständigkeit des Lithothamnienkalkes (Merkmal einer Riffbildung) deutlich zu erkennen.

2. *Die Südfazies:* (Waldegg-Dreispitzfalte)

Charakteristisch ist das Auftreten von mittlerer und oberer Kreide (Gault und Seewerkalk) und der Beginn der Eozäntransgression mit dem Complanatakalk des Lutétien. Die Schichtlücke wird also von oben und unten verkleinert. Eine typische Erscheinung der Südfazies ist ebenfalls die Verschieferung der Basisschichten des Auversien. MOLLET bezeichnete die untersten glaukonitischen Partien der Schiefer als Hohgantschiefer (38.). Sie wurden durch ADRIAN (36. 298) am Knubel beobachtet. Der Lithothamnienkalk ist nur durch einzelne rasch auskeilende Bänke in den Stadschiefern vertreten (Sundlauenen und Knubel).

Mit ADRIAN (36. 309) können wir, so weit die Schichtglieder an der Waldegg entblösst sind, Nordfazies (Randkette) und Südfazies (Waldegg) folgendermassen charakterisieren:

Randkette (Nordfazies)	**Waldegg** (Südfazies)
Lithothamnienkalk mächtig entwickelt (Rothorn 140 m).	Lithothamnienkalk nur in einzelnen Bänken in Stadschiefern.
Auversien=Hohgantsandstein.	Auversien zum grossen Teil schiefrig. (Basis=Hohgantschiefer.)
Lutétien fehlt (Ausnahme bei Beatenberg).	Lutétien vorhanden.
Obere und mittlere Kreide fehlt.	Obere und mittlere Kreide teilweise vorhanden.
Oberer Schrattenkalk und Orbitolinaschicht zum Teil fehlend.	Oberer Schrattenkalk vorhanden.



Schema der Faziesverteilung von Kreide u. Tertiär nördlich des Thunersee.

B. Lithogenetische Schlussfolgerungen.

Es ist die Vielheit der Einzelbeobachtungen zusammenzufassen und in ein Ganzes einzuordnen. Vor allem gilt es, die Veränderungen der Fazies in horizontalem wie in vertikalem Sinn als gesetzmässig bedingt zu erkennen und in kausale Abhängigkeit von ehemals existierenden Ablagerungsverhältnissen zu bringen.

JOH. WALTHER formulierte für die Beziehung der horizontalen zur vertikalen Faziesänderung das „Gesetz der Korrelation der Fazies": „Primär können sich nur solche Fazies und Faziesbezirke geologisch übereinanderlagern, die in der Gegenwart nebeneinander zu beobachten sind" (83. 979). Diese räumliche und zeitliche Aenderung der Fazies hat ARBENZ (52.) in zusammenfassender Art für die alpinen Verhältnisse erörtert, und wir werden uns im folgenden ganz in seinem Vorstellungskreis bewegen.

a. Horizontale Faziesdifferenzen:

Sie wurden unter A im Zusammenhang mit den Nachbargebieten besprochen. Hier noch einige lithogenetische Bemerkungen.

Die Reduktion der neritischen Fazies (Ech.br.) des Valangienkalkes in SW-Richtung ist in seiner Bedeutung zu untergeordnet, als dass Schlüsse daraus gezogen werden könnten. Tatsache ist, dass von NE (Schafmatt-Schimberg) gegen SW ein allmähliches Uebergehen des spätigen Valangienkalkes in den an Spongien und Hornsteinen reichen „untern" Kieselkalk erfolgt.

Der schrittweise Uebergang der Drusbergmergel in den untern Schrattenkalk vollzieht sich auch in horizontaler Richtung durch rhythmisches Wechsellagern der beiden Faziestypen (Prof. L). Geringer Sandgehalt und feines Korn sind im allgemeinen Kennzeichen eines in grösserer Tiefe gebildeten Sedimentes, was für die untern Partien der Drusbergschichten sicher zutrifft, während der Schrattenkalk als organogenes Trümmergestein mit chemisch gebildeter Grundmasse der neritischen Zone angehört. Die räumliche Verteilung der beiden Faziestypen kann bedingt sein:

1. durch ungleiche Verteilung des eingeschwemmten Materials (bestimmt gerichtete Strömungen) oder

2. durch ungleiche Tiefe des Ablagerungsraumes, derart, dass die Zone maximaler Mächtigkeit der Urgonfazies immer ein Gebiet geringerer Tiefe, damit grösserer Wasserbewegung und geringern Tonniederschlages gewesen ist, die Mergelzone dagegen grösserer Tiefe angehört hätte.

Der erste Fall ist anzunehmen, wenn sich die Fazies senkrecht zum Streichen eindeutig ändert. Dies trifft aber nicht zu, denn das Gebiet der neritischen Kalke ist rings umgeben von einem Gürtel von Mergelfazies (Fig. 14). Die Erscheinung der rhythmischen Wechsellagerung beider Faziestypen (Prof. L) müsste durch Annahme rhythmisch intermittierender Einschwemmung gedeutet werden.

Besser erklärt wird die räumliche Verteilung der beiden Fazies durch die zweite Möglichkeit. Die erwähnten Wechsellagerungen wären das Abbild rhythmisch erfolgter Hebungen und Senkungen, die aber nicht das ganze Gebiet gleichsinnig betrafen, sondern um ein Hebungszentrum (neritische Kalke) bildeten sich Senkungsgebiete (Mergel). Die Tiefenunterschiede brauchen nicht grosse Werte zu erreichen, um die genannten Faziesunterschiede hervorzurufen. Keineswegs handelte es sich etwa um den Unterschied neritisch-bathial, sondern um lokale Tiefenunterschiede innerhalb der neritischen Zone. Die übrigen cretazischen Schichtglieder zeigen keine grossen horizontalen Veränderungen.

Im Eozän tendiert der Hohgantsandstein gegen SE und NE zur Verschieferung. Schon am Niederhorn treten in den mittlern Partien schiefrige Stufen auf, die am Gemmenalphorn eine deutliche Gliederung im Verwitterungsprofil hervorrufen. Am Hohgant ist fast die Hälfte der Mächtigkeit in Schieferfazies ausgebildet. In SE-Richtung unterliegen der Veränderung nur die untersten Partien, die zum Teil in die Fazies der glaukonitischen Hohgantschiefer übergehen (Waldegg).

Das seitliche Uebergehen des Lithothamnienkalkes ist bedingt, wie schon erwähnt, durch die Riffnatur der Lithothamnienbildung.

b. Vertikale Faziesänderungen:

Ergebnisreicher ist in einem enger begrenzten Gebiet das Verfolgen der vertikalen Faziesänderungen an Stelle der horizontalen. Die lithologische Variation bewegt sich auch hier nicht in weitern Grenzen als von Tonen und Mergeln zu Kalken, doch tritt noch eine dritte Variationsform in Erscheinung: die Glaukonitbildungen. Durch das wechselseitige Ablösen dieser drei Faziestypen entsteht die gesetzmässige Gliederung der Schichtfolge, die unter dem Begriff Zyklus das Abbild rhythmischer Zustandsänderungen innerhalb des Sedimentationsraumes darstellt (Hebungen und Senkungen).

Folgende Sedimentationszyklen sind in unserm Untersuchungsgebiet zu unterscheiden:

Zyklus 1 :		Valangienmergel	—	Valangienkalk
„ 2 :	Gemsmättlischicht —	Criocerassch.	—	H.Kieselkalk (Unt. Part.)
„ 2a:	Glaukonithorizont —	Ob. schyn. Band	—	H.Kieselkalk (Ob. Part.)
„ 3 :	Altmannschicht —	Drusbergsch.	—	Unt. Schrattenkalk
„ 4 :		Orbitolinasch.	—	Ob. Schrattenkalk
„ 5 :	Glauk.s. st. (Garg.) —	Schiefer m. Glauk.	—	Knollenkalk
„ 6 :		Turrilitensch.	—	Seewerkalk

Nach ARBENZ (52.) und KLÜPFEL (57.) stellen die Kalke die neritische (Regressionsphase), die Glaukonitschichten das Uebergehen in die bathialere (Transgressionsphase) und die Mergel die bathiale Fazies selber dar (Immersionsphase).

Die Versenkung in grössere Tiefe blieb nicht ohne Folgen für die in neritischer Zone gebildeten Sedimente. So ist der Uebergang von Zyklus 1 zu 2 durch einen ausgesprochenen Einschnitt markiert. Der Valangienkalk zeigt eine rauhe, karrig aussehende Schichtfläche, auf der die Gemsmättlischicht transgressiv aufruht. Der Ablagerung des Glaukonitsandes ging voraus eine teilweise Auflösung („Exesion") nach ARN. HEIM der in geringern Tiefe gebildeten Sedimente. Auch die Grenze zwischen oberem Schrattenkalk und dem Glaukonitsandstein des Gault stellt eine solche Auflösungszone dar.

Aehnliche Vorgänge, nur in umgekehrtem Sinn, beeinflussten auch die Grenze Altmannschicht-Drusbergschichten. Ueber den Altmannschichten folgen nicht, wie erwartet werden sollte, die bathialen Mergelkalke, sondern die spätig-oolithische Basisbank, die eine kurze neritische Periode andeutet, d. h. auf die Transgression der Altmannschicht folgte nicht direkt die Immersionsphase der Mergel, sondern eine erneute, vorübergehende Hebung, die aber genügte, die Altmannschicht durch Exesion stellenweise zum Verschwinden zu bringen. Die Glaukonitkörner der Basisbank sind sicher allothigener Natur und sind besonders dort zahlreich, wo die Altmannschicht fehlt oder nur noch in Relikten vorhanden ist. Ebenfalls die Schlierenbildungen in den obersten Partien der Altmannschicht sprechen für die Annahme solcher Vorgänge.

Dass die Hebung in neritische Zonen im ganzen Gebiet erfolgte, beweist das durchgehende Vorhandensein der Basisbank. Die darauffolgende Senkung war aber nicht mehr eine allgemeine. Sie machte sich nur noch geltend in jenen Gebieten, wo auf die Basisbank die Mergel folgen, nicht aber in der Zone der Kalkfazies (Niederhorn).

Es bildete sich, ähnlich wie es KLÜPFEL (32.) aus dem Lothringer Jura beschreibt, ein Hebungszentrum mit Kalkfazies und Senkungsgebiete mit Mergelfazies für die Zeit des untern und mittlern Barrémiens. Dass der Ausgleich nicht bloss durch Aufschüttung, sondern ebenfalls durch epirogenetische Bewegungen erreicht wurde, ist sehr wahrscheinlich.

In allen andern Fällen ist der Uebergang von Transgression zu Immersion, d. h. von Glaukonitsandstein zu Mergel ein allmählicher, indem Quarz und Glaukonit sukzessive zurückbleiben. Eine kleine Variation stellt die seewerkalkähnliche Bank dar über der Gemsmättlischicht beim Rosschatten.

Die Differenz zwischen neritischer und Transgressionsphase (Kieselkalk-Glaukonithorizont) in Zyklus 2a ist verschwindend, sie wird bloss durch das Auftreten des Glaukonits angezeigt.

Der Uebergang von Mergel zu Kalk vollzieht sich unter intensiver Wechsellagerung der beiden Gesteinstypen, ohne dass aber dabei an einen Wechsel von bathial zu neritisch zu denken ist. Vielmehr stellt diese Erscheinung ein Pendeln um eine bestimmte Gleichgewichtslage dar (71.). KLÜPFEL (57.) glaubt durch periodische Erwärmung des Oberflächenwassers finde eine erhöhte Tätigkeit kalkausscheidender Organismen und damit eine vermehrte Kalkfällung statt. Tatsache ist die stetige Zunahme des Kalkgehaltes und die Abnahme der Schlammeinschwemmungen. Die Mergelzwischenlagen verschwinden, bis nur noch die Schichtfugen einen Wechsel in der Sedimentation andeuten. Dass bis zum Eintritt neuer Kalkfällung durch wechselnde Bedingungen (kaltes Tiefenwasser) teilweise wieder Auflösungsvorgänge sich abspielen, beweisen die feinen Tonhäute auf den meisten Schichtflächen (Schrattenkalk, Seewerkalk). ARNHEIM stellt diese Erscheinung unter den Begriff der Ablutionsschichtung (44.). Die Schichtung geht also über von einer repetierten Schichtung mit Gesteinswechsel (Mergelschiefer-Kalk) zu einer solchen ohne Gesteinswechsel (Schichtung und Bankung im Kalk, 59.).

Es sei noch kurz auf die Ursache der Glaukonitbildung eingegangen. MURRAY und PHILIPPI stellten als Orte der Glaukonitentstehung die Nachbarschaft der 200 m Linie an Kontinentalküsten fest. COLLET (60., 76., 79.) diskutiert die verschiedenen Bildungsmöglichkeiten. Er leitet den Kaligehalt des Glaukonits von zersetzten Alkalifeldspäten und Glimmer her. HUMMEL (47.) ist der Ansicht, dass die Glaukonitbildung die Folge submariner Gesteinszersetzung

(Halmyrolyse) sei. Nach ihm bestehen Parallelen mit den Verwitterungserscheinungen durch das Auftreten ähnlicher kolloidaler Körper von der Art der Humusstoffe. Das Ausgangsmaterial ist ein terrigenes, Fe-armes Al-Silikat, frei von Kali. Es findet eine Anreicherung des Fe durch Wegführen eines Teils der Tonerde und der Kieselsäure statt. Die entstehenden Gele nehmen adsorbtiv aus dem Meerwasser Kali auf, wodurch die Kali-Konzentration des Meerwassers herabgesetzt wird, was seinerseits teilweises Auflösen anderer K-haltiger Komponenten (Orthoklas, Glimmer) zur Folge hat. Diese Prozesse spielen sich in einem Sediment ab, das gewissen äussern Bedingungen angepasst, unter neue Zustandsbedingungen gerät. Das kann der Fall sein durch wechselnde Strömungen (Konzentrationsänderungen) oder durch Versenken in grössere Tiefen durch epirogenetische Bewegungen. Der letztere Fall trifft zu für unser Gebiet und wir werden nicht fehl gehen, die Glaukonitbildung als Folge dieser Zustandsänderung anzusehen. Die freiwerdende Kieselsäure infiltriert das Liegende und gibt Ursache zu Hornsteinbildungen, die vielerorts im Liegenden der Glaukonithorizonte festgestellt werden können.

c. Diagenetische Vorgänge:

Bei der mikroskopischen Untersuchung wurde eine Reihe von Tatsachen beobachtet, die unter den Begriff der Diagenese zu stellen sind. Nach GÜMBEL und ANDREE (68.) sind unter Diagenese diejenigen molekularen Umlagerungen zu verstehen, die das Sediment unter dem Einfluss des Mediums in welchem es abgelagert wurde, erleidet und welchen es auch noch nach Heraushebung aus diesem Medium durch die gewöhnliche Bergfeuchtigkeit unterliegt. Diese Vorgänge sind in Anlehnung an ANDREE (68.) etwa wie folgt zu gruppieren:

a. Umwandlung polymorpher Substanzen aus der labilen in die stabile Modifikation.
b. Veränderungen der Korngrösse im Sinne der Sammelkristallisation.
c. Stoffwanderungen und Konzentrationen (Konkretionenbildung, Pseudomorphosen nach organischen Formen).

Als Beispiel zu lit. a sei vor allem der Pyrit genannt. Er tritt in fast allen untersuchten Proben als der dominierende Bestandteil der schweren Fraktion des sandigen Rückstandes auf, wo er, besonders bei tonigen Sedimenten, bis 95 % ausmachen kann. Eine Ausnahme stellt die Valangien-Echinodermenbreccie dar, in welcher, trotz dem

geringen Tongehalt (5 %) der Pyrit sehr häufig ist und weitgehende Umwandlung in Hämatit zeigt.

Auf Seite 15 wurde auf die Entstehungsbedingungen des Pyrit hingewiesen. Die Untersuchungen RHUMBLER'S (84), SUDRY'S (70) und anderer zeigen, dass die Entstehung von FeS_2 an Zersetzungsvorgänge organischer Substanzen gebunden ist. Bedingung ist die relativ rasche Bedeckung durch toniges Material, damit Abschluss gegen sauerstoffhaltiges Wasser und Einleitung von Reduktionsvorgängen. Das Produkt ist ein einfaches Eisensulfidhydratgel (Hydrotroilit nach KLOCKMANN, Lehrbuch Min.) aus dem kryptokristalliner Melnikowit durch Wasserentzug und Addition von Schwefel hervorgeht. Die Modifikation hat nicht Bestand, sondern lagert sich um zu Pyrit oder Markasit, indem sie sich holokristallin ausbildet. Die häufige Kugelform des Pyrit ist wahrscheinlich auf den vorausgegangenen Gelzustand zurückzuführen.

Die Umwandlung des Kalziumkarbonates aus der Aragonit- in die Kalzitmodifikation ist ebenfalls hier zu nennen. Nach LINCKS (81.) Untersuchungen ist die Löslichkeit für Aragonit in Meerwasser geringer als für Kalzit. Rezente Oolithe bestehen zum grössten Teil aus Aragonit, fossile Ooidkörner dagegen weisen bei der Meigenschen Probe (Kobaltlösung) immer negative Resultate auf, d. h. sie bestehen aus der Kalzitmodifikation (Oolith der obern Drusbergschichten). Die Umwandlung vollzog sich demnach diagenetisch, nach dem Herausheben aus dem ursprünglichen Milieu.

b. Die Vergrösserung des Korns ist ein Vorgang, der in allen Sedimenten mit chemischer Komponente beobachtet werden kann. Die rein chemisch oder unter Mitwirkung von Organismen ausgefällten Karbonate lagern sich zu kryptokristallinen Aggregaten um, die das Bestreben haben, sich zu vereinigen und grössere Komplexe zu bilden. Je ungehinderter die Kristallisationskraft wirken kann, desto grössere und einheitlichere Kristallindividuen können sich bilden. Tonfreie oder -arme Gesteine zeigen daher die Erscheinung am schönsten, die ganze Grundmasse ist meist mikro- bis mesokristallin und durch die zu wenigsten Neigung zur Sammelkristallisation besitzen die tonigen Sedimente (Valangienmergel, Criocerasschichten, Drusbergmergel). Ihre Grundmasse ist meist mikro- bis mesokristallin und durch die zu Schlieren zusammengedrängten Tonpartikel wolkig getrübt. Es kann auf diese Weise zu einer sekundären Onkoidbildung kommen, indem die zusammengedrängten Tonteilchen sich zu runden und lappigen

Komplexen vereinigen (Basisbank der Drusbergschichten). Kalzitische Organismenfragmente werden oft zu Kristallisationszentren um die ein ganzer Bezirk optisch gleich orientierter Kalzitindividuen sich anlagern. Besonders Echinodermentrümmer zeigen diese Erscheinung ausgesprochen. Durch die Sammelkristallisation werden die organischen Strukturen oft bis zur Unkenntlichkeit verwischt. Kann das Wachstum der sich bildenden Kristallindividuen sich ungehindert vollziehen, so resultieren regelmässige Kristalle, wie sie hin und wieder in organogenen Kalken beobachtet werden können (in Onkoiden des Schrattenkalks, Dolomitrhomboeder im Haberlegioolith).

c. Konkretionsbildungen sind das Ergebnis von Stoffwanderungen, die ebenfalls diagenetische Vorgänge darstellen. Im Valangienkalk sind oft sämtliche Spongiennadeln einer bestimmten Bank kalzitisch, während sich im Liegenden ein Silexhorizont durchzieht. Die organisch gebildete Kieselsäure lagerte sich unter dem Einfluss diagenetisch wirksamer Agentien um, infiltrierte als Gel die liegenden Schichten, sammelte sich in einzelnen Zentren und erzeugte auf diese Art die Silexknollen. Sekundär trat an Stelle der abgewanderten Kieselsäure Kalzit und füllte die entstandenen Hohlräume aus. Die Infiltration durch SiO_2 ist in ausgedehntem Mass in den Altmannschichten, z. T. auch im Kieselkalk und im Hohgantsandstein zu finden, wo die kalzitische Grundmasse oft vollständig durch Quarz ersetzt ist. Die Anlagerung von sekundärem Quarz an detritische Sandkörner gehört ebenfalls hieher. Sie ist besonders im Hohgantsandstein häufig zu beobachten. Das primäre Quarzkorn ist von der sekundär gebildeten Aureole durch eine feine Tonnaht getrennt, die optische Orientierung ist meist dieselbe. Als Neubildungen sind auch die kristallographisch gut ausgebildeten Feldspat (Albit)-kristalle zu betrachten, die namentlich in den Kalken der Urgonfazies eine typische Erscheinung bilden. Schon KAUFMANN hat sie in vielen Auflösungsrückständen gefunden und beschrieben (10. 583). Pseudomorphosen nach organischen Formen bilden Pyrit (Foraminiferen, p. 15, Spongiennadeln, p. 34) und Glaukonit (Foraminiferen in der Gemsmättlischicht, p. 29).

d. Einige Beobachtungen über Schichtlücken:

Besondere Aufmerksamkeit wurden den Horizonten zugewandt, die mehr oder weniger deutlich einen Sedimentationsunterbruch erkennen lassen. Schichtlücken stellen sich vielfach ein am Uebergang eines Zyklengliedes in ein anderes.

1. Die Gemsmättlischicht ruht ausgesprochen transgressiv auf Valangienkalk mit karriger Oberfläche, eine deutliche Lücke trennt die beiden Stufen. Auf p. 76 wurde die Erscheinung in Zusammenhang mit epirogenetischen Bewegungen gebracht.

2. Unter der Basisbank der Drusbergschichten können die Altmannschichten stellenweise fehlen oder nur noch in glaukonitischen Schlieren erhalten sein.

Diese beiden Schichtlücken sind typische Exesionserscheinungen (18.). Die liegende Schichtfläche wurde nie über Wasser gehoben und durch atmosphärische Agentien bearbeitet, sondern die Abtragung, besser Auflösung, erfolgte submarin im Moment, wo das Sediment durch negative oder positive Vertikalbewegungen unter neue Bedingungen geriet.

3. Die Lücke zwischen Schrattenkalk und Hohgantsandstein und Seewerkalk und Complanataschichten ist eher als Emersionslücke mit nachfolgender Transgression zu deuten. Basisgerölle aus dem Liegenden fanden sich nur ganz vereinzelt. ADRIAN (36. 288) beobachtete sie häufiger. Die Schichtfläche des Schrattenkalks ist sehr oft karrigrauh, selten ganz glatt. Terrestrische Rückstandsbildung (Bolus) kann auch nicht in Spuren nachgewiesen werden.

Anhang.

Sedimentpetrographisches.

1. Das Verhältnis der terrigenen zur chemischen Komponente der untersuchten Sedimente.

Unter terrigener Komponente sind die durch den Transport durch bewegtes Wasser in den Ablagerungsraum gelangten, nicht löslichen Produkte der Verwitterung des Festlandes zu verstehen. Sie lässt sich durch den Schlammprozess in Ton und Sand zerlegen. Die chemische Komponente stellt die in HCl löslichen Bestandteile des Sediments dar. Ausser dem $CaCO_3$ sind häufig Phosphor, Magnesium, Barium und Strontium qualitativ nachzuweisen. Die Reaktion auf Phosphor war sehr verschieden, am intensivsten für die Gemsmättlischicht (Phosphorit), mässig bis schwach für Valangienmergel und bloss spurenweise für Hauterivienkieselkalk. Magnesium liess sich

mehr oder weniger deutlich erkennen in der Urgonfazies des Valangien, im Schrattenkalk (Oolith der Haberlegi), in verschiedenen Hohgantsandsteinen und im Lithothamnienkalk. Barium und Strontium dagegen waren immer nur in Spuren festzustellen und zwar im organogenen Valangienkalk und im Schrattenkalk.

Die Verhältniszahl der terrigenen Komponente wie sie durch die Schlämmanalyse bestimmt wird, berücksichtigt nicht die Möglichkeit der authigenen Herkunft einiger Mineralien, wie z. B. des Glaukonits, der neogenen Feldspäte und des sekundär gebildeten Quarzes. Glaukonitische Sedimente werden also einen etwas höhern Betrag für die Sandkomponente aufweisen als ihnen zukäme. Ebenso bestehen die sandigen Rückstände des Schrattenkalks, die 1 % aber kaum überschreiten, zum grössten Teil aus authigenen Feldspäten und sekundär gebildetem Quarz.

Trotzdem ist die starke Vormacht der chemischen Komponente überraschend. Die beiden Extreme für die Kreidesedimente liegen bei 59 % und 99 %. Der niedrigste Mittelwert (70 %) kommt den Kiesel- und Sandkalken zu (Val.kalk, Gemsmättlischicht, Kieselkalk), dann folgen die Mergelfazies (Val.mergel, Criocerassch., Drusbergsch.) mit 72 % und die Kalkfazies mit den Grenzwerten 81 % und 99,2 % und dem Mittelwert von 94 %.

Die eozänen Sandsteine (Complanatakalk, Hohgantschiefer und -sandsteine) variieren in der chemischen Komponente von 28 % bis 61 % (Mittelwert: 41 %), im Sandgehalt von 35—64 % (Mittelwert 51 %).

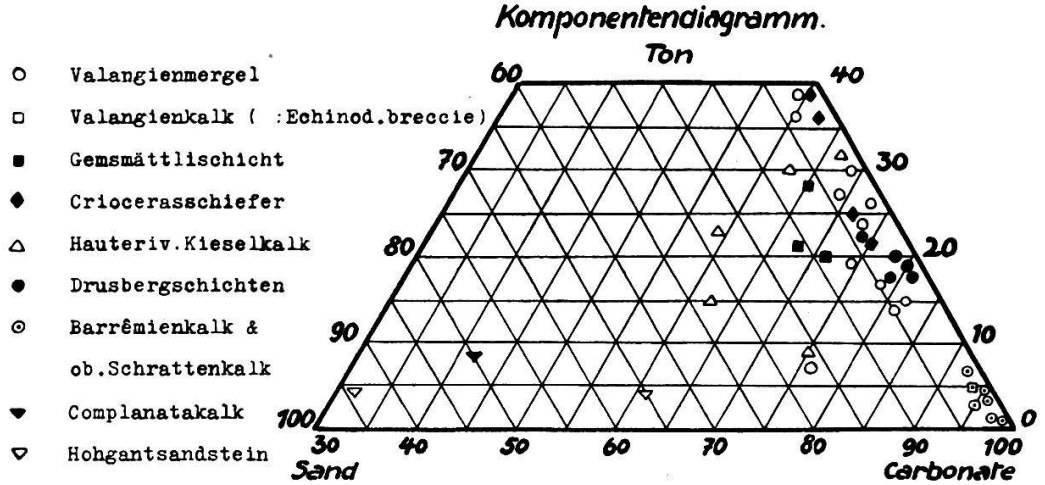


Fig. 21.

Fig. 21 zeigt die Projektionspunkte für eine grössere Anzahl untersuchter Proben. Tongesteine (mit über 50 % Ton) sind

keine vorhanden. Die beiden Grenzwerte des Schlammgehaltes der Mergelfazies liegen bei 7 und 39 %, also sehr weit auseinander. Die Lage des Existenzfeldes der Mergelfazies ist demjenigen der Kalkgesteine benachbart, doch sind keine eigentlichen Uebergangsglieder vorhanden. Drusbergschichten und einige Valangienmergel nähern sich am meisten der Kalkzone.

Die Kieselkalke (und auch die tertiären Sandsteine) zeichnen sich durch grosse Streuung (Variationsbreite) aus. Sand- und Tonkomponente wechseln in weiten Grenzen, die Schiefer des obern schynigen Bandes liegen schon innerhalb des Mergelfeldes.

Die Kalkgesteine zeigen eine scharf ausgeprägte Gruppierung. Es finden sich keine Zwischenglieder, weder nach der Sand- noch nach der Tonregion hin. In dieses Gebiet fallen die Kalke der Urgonfazies (Val.Echinodermenbreccie, Barrémienkalk, ob. Schrattenkalk). Die Sandführung ist äusserst gering und in der Hauptsache auf authigene Feldspäte zurückzuführen. Der Tongehalt variiert innerhalb enger Grenzen (5 %).

Die Einteilung in Faziestypen der Kalkgesteine, wie sie ARN. HEIM (34. 561 ff.) gibt, kann auch hier angewendet werden. Euorganogene Kalke (über 50 % $CaCO_3$) sind vertreten durch die Echinodermenbreccie des Valangien, den Schratten-, den Seewer- und den Lithothamnienkalk. Hemiorganogene Kalke können die oolithischen Kalke des Barrémien und einige Nummulitenschichten genannt werden. Unreine Kalke (in Mischung mit terrigenem und klastischem Material) sind die Mergelkalke des Valangien, die Drusbergschichten, die Kieselkalke und die Sandkalke der Gemsmättlischicht. Glaukonitkalke sind vertreten durch die Altmannschicht und die Sandkalke des Gault.

2. Sandanalyse:

Allgemeines: Die Sandkomponente (unlöslicher Rückstand nach dem Schlämmen) stellt in den meisten Fällen ein terrigenes Produkt dar. Korngrösse und Grad der Rollung sind Funktionen der Länge des Transportweges, der Küstenferne und der Ablagerungstiefe. Sie wechseln mit der Aenderung dieser Grössen und sind daher für eine bestimmte Fazies charakteristisch.

Um die Korngrösse zu ermitteln, wurden zuerst Mittelwerte aus einer grössern Anzahl von Messungen an Streupräparaten gebildet und mit einander verglichen. Diese Methode erwies sich aber als

nicht zuverlässig und zu zeitraubend. Sie wurde später durch diejenige ersetzt, wie sie von den beiden amerikanischen Autoren TROWBRIDGE und MORTIMORE angewandt und beschrieben wurde (41.). Es gelang diesen Forschern durch Vergleichung der graphisch dargestellten Verhältnisse von Korngrösse (size), Grad der Rollung (shape) und Gehalt an schweren Mineralien verschiedene produktive Oelsande zu identifizieren. Die vorliegende Untersuchung soll ein Versuch sein, diese Methode zu rein stratigraphischen Zwecken zu gebrauchen. Das verwendete Material lieferten die unlöslichen Rückstände der mit HCl behandelten und geschlämmten Proben. Doch konnten nur Proben von mehr als 10 % Sandgehalt analysiert werden, da naturgemäss bei kleinen Mengen die Fehlerquelle gross ist.

Der Gang der Untersuchung ist folgender:

1. Der trockene Sand wird nach genauer Wägung mit einem Siebsatz durchgesiebt, der Anteil der verschiedenen Fraktionen in Prozenten ausgedrückt und in Form eines Diagramms dargestellt. Die Maschenweiten des zur Verfügung stehenden Siebsatzes betrugen 2, 1, 0,5 und 0,2 mm. Die Korngrösse unter 0,2 mm wurde allgemein als $<$ 0,2 mm bezeichnet.

Die verschiedenen Sande unterscheiden sich nicht nur durch ihre Korngrösse von einander, sondern auch durch das mehr oder weniger starke Vorherrschen einer Grösse und das gleichzeitige Zurücktreten der andern, so dass von gut sortierten (well sorted), ziemlich gut sortierten (fairly well sorted) und unsortierten (unsorted) gesprochen werden kann.

2. Vom ungesiebten Sand wird ein Streupräparat hergestellt (auf schwarzem Grund) und bei mässiger Vergrösserung (16—32 mal) in auffallendem Licht photographiert. Es können 4 Grade der Rollung unterschieden und die Körner demnach bezeichnet werden als: gut gerollt (well rounded), ziemlich gut gerollt (fairly well rounded), etwas eckig (subangular) und eckig (angular). Auf einer Kopie werden die Körner markiert, ausgezählt, der prozentuale Anteil der verschiedenen Sorten berechnet und graphisch dargestellt.

3. TROWBRIDGE und MORTIMORE unterwarfen die Siebfraktionen einzeln der Behandlung mit Bromoform, bestimmten den Gehalt an schweren Mineralien und ihre relative Häufigkeit, die ebenfalls graphisch aufgetragen wurde. Da mir die genannte Publikation erst bekannt wurde, nachdem die Sande schon als Ganzes mit Bromoform getrennt waren, kann nur der allgemeine Bestand an schweren Mine-

ralien angegeben werden, ohne sie auf die einzelnen Siebfraktionen verteilen zu können.

Die Ergebnisse der mechanischen (Sieb-) und der Formanalyse sind in Fig. 22 dargestellt und zwar handelt es sich um Complanatakalk (Co), Hohgantsandstein (Q1), Hauterivien-Kieselkalk (G3, 2, 1), Criocerasschichten (F3, F1), Valangienkalk (C5), Valangienmergel (B2, A4) und Gemsmättlischicht (D1, E1).

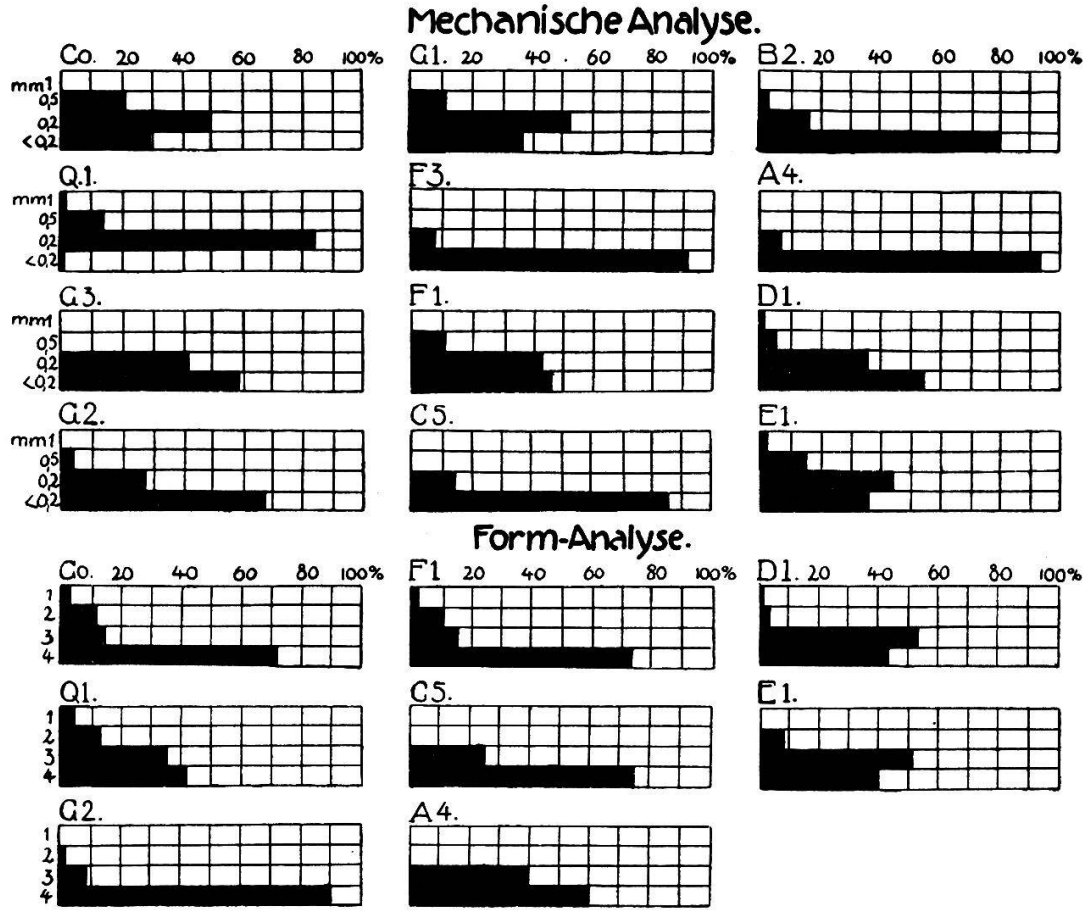


Fig. 22.

Der Complanatakalk lieferte einen wenig sortierten Sand. Vorherrschend ist die Korngrösse 0,2 mm, doch treten die andern (< 0,2 und 0,5 mm) nicht stark zurück. Neben wenigen, grossen, ziemlich gut gerundeten Körnern finden sich in der Mehrzahl kleine (0,2 und < 0,2) eckige (72 %).

Im Gegensatz dazu kann der Hohgantsandstein als gut sortiert, bezeichnet werden, mit stark dominierender Korngrösse 0,2 mm, während die Zahl der Körner mit kleinerem Durchmesser als 0,2 mm ganz untergeordnet ist. Die Rollung ist intensiver als beim Complanatakalk, bloss 42 % können als eckig bezeichnet werden.

Die 3 Proben von Hauterivien-Kieselkalk entstammen dem gleichen Profil. Sie zeigen die Abnahme der Korngrösse von unten nach oben, wie sie für den Uebergang des Kieselkalkes in die Schiefer des obern schynigen Bandes typisch ist. Mit Ausnahme von G1 sind es feinkörnige, gut sortierte Sande, besonders charakteristisch sind die eckigen splittrigen Körner (90 %).

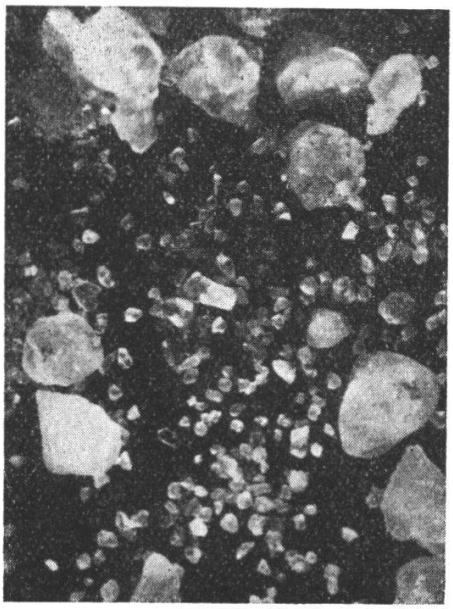
Der Valangienkalk, im äussern Habitus dem Kieselkalk sehr ähnlich, unterscheidet sich durch das stärkere Vorherrschen (86 %) der feinsten Korngrösse. Es ist ein besser sortierter und etwas mehr gerollter Sand.

Criocerasschichten und Valangienmergel: Die Aehnlichkeit der beiden Fazies prägt sich auch im Bild der sandigen Komponente aus, mit Ausnahme in Probe F1, die aus den untersten Partien der Criocerasschichten stammt und von der sandigen Gemsmättlischicht überleitet zu den Mergelschiefern. F3 und A4 sind beides feinkörnige, gut sortierte Sande, die Komponenten eckig, wenig gerundet. Die überall zu beobachtende geringe Abrollung der feinsten Siebfraktion beruht wahrscheinlich auf dem Umstand, dass diese Korngrösse sich schon unterhalb der Abrollungsgrenze befindet.

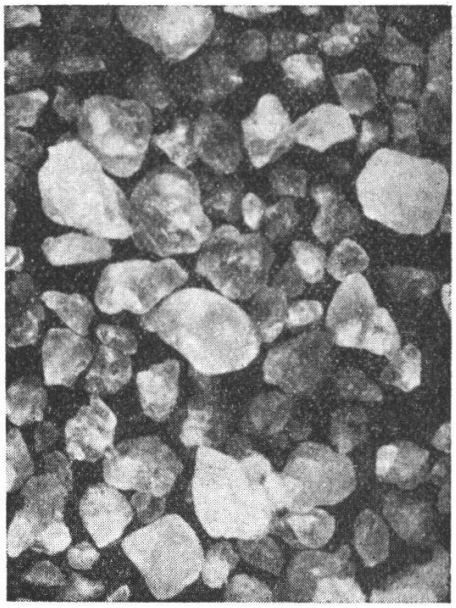
Die 2 Proben der Gemsmättlischicht, von den beiden Lokalitäten Sulzi (E1) und Rosschatten (D1) stammend, sind beides wenig sortierte Sande. Sie zeigen insofern einen Unterschied, als D1 feinkörniger, weniger gerollt ist als E1, eine horizontale Faziesdifferenz, die z. B. durch ungleiche Strömungen hervorgerufen werden kann. Grosse Aehnlichkeit mit dieser Fazies zeigt Probe F1 von der Basis der Criocerasschichten. Es handelt sich um einen wenig sortierten, aus gerundeten und eckigen Körnern zusammengesetzten Sand, doch ist gegenüber der Gemsmättlischicht der Anteil der eckigen Bestandteile bedeutender (73 %).

Nach dem Gesagten ist zwischen den Diagrammen der Criocerasschichten (Ausnahme F1), des Valangienkalkes und der Valangienmergel und teilweise auch dem Hauterivien-Kieselkalk (G2) wenig Unterschied. Es sind alles feinkörnige, wenig sandige, tonige oder kalkige Gesteine. Die Feinheit des Korns ist die Ursache der eckigen Beschaffenheit des Sandes, da die Abrollungsgrenze nicht erreicht wird. Es resultiert daraus ein gleichförmiges Bild. Die Variation ist gering und damit die Charakterisierung nach den vorliegenden Kriterien ungenau, wenn nicht unmöglich. Bessere Resultate werden mit sandiger Fazies erreicht (Complanatakalk, Hohgantsandstein, Gemsmättlischicht).

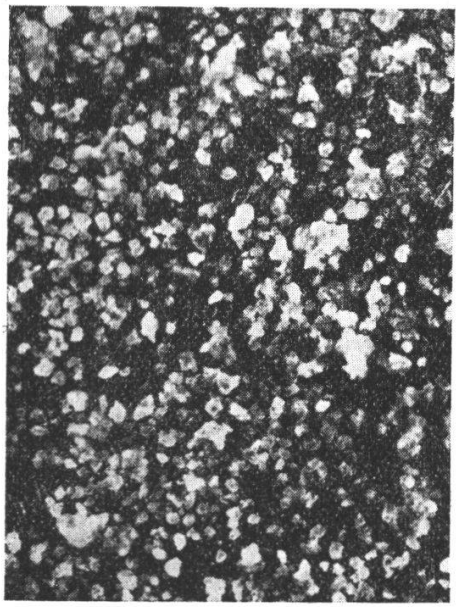
Fig. 23.



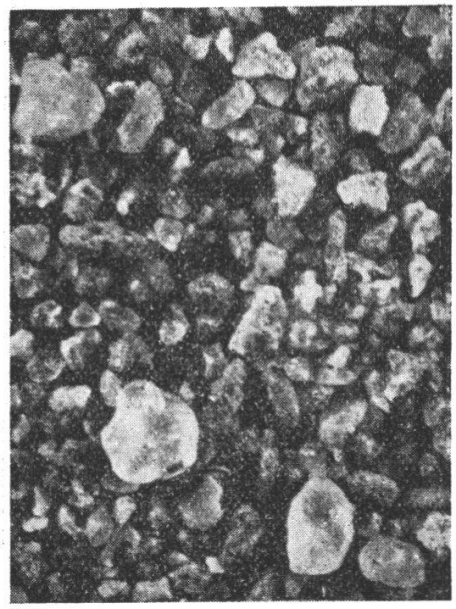
Co



Q 1



G 2

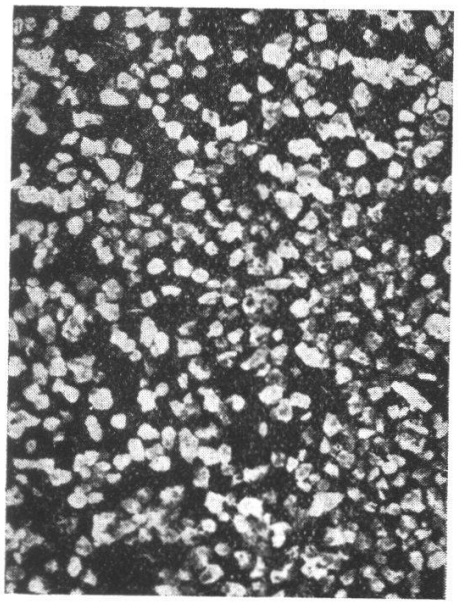


F 1

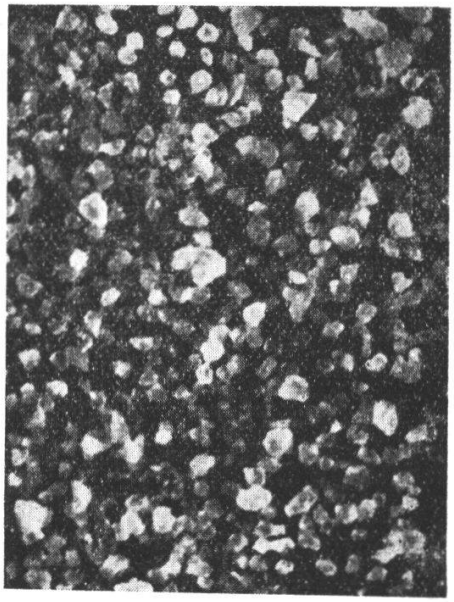
Co = Complanatakalk Q 1 = Hohgantsandstein
G 2 = Hauterivienkieselkalk F 1 = Criocerasschichten

Vergrösserung 1:16 ca.

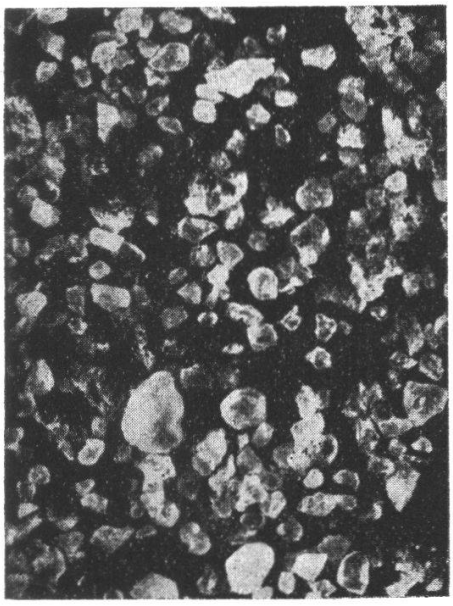
Fig. 24.



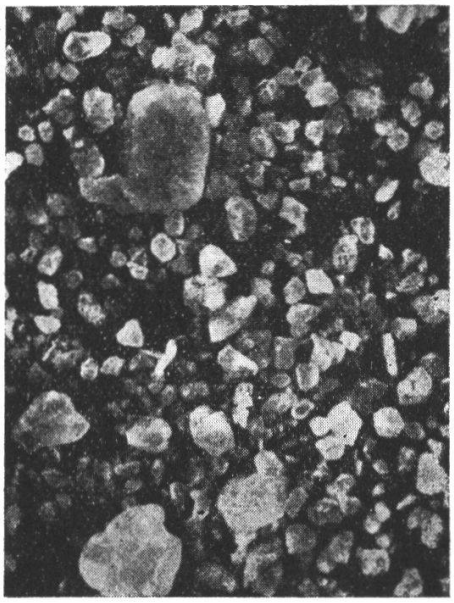
C5



A4



D1



E1

C5 = Valangienkalk A4 = Valangienmergel
D1 = Gemsmättlischicht E1 = Gemsmättlischicht

Vergrösserung 1:16 (A4 = 130) ca.

Die schweren Metalle. FLEET (42), MILNER (49), BOSWELL[1]), CAYEUX (56), und andern gelang es, die Mineralassoziationen eines Sediments zu stratigraphischen Unterscheidungen und zur Lösung paläogeographischer Fragen zu verwerten. Die hauptsächlichsten „leitenden" Mineralien sind nach Milner: Zirkon, Rutil, Brookit, Turmalin, Anatas, Granat, Magnetit, Epidot.

Die Untersuchung der gesamten Kreidesedimente unseres Gebietes und eines Teils der tertiären Sandsteine ergab, besonders für erstere eine geringe Variationsbreite inbezug auf die Zusammensetzung der Mineralassoziationen. Die folgende Zusammenstellung zeigt für 20 Proben den Gehalt an schweren Mineralien und ihre relative Häufigkeit. Um diese Werte zu gewinnen, wurden die Körner ausgezählt, ihre Zahl mit dem Volumen der Probe vor der Auflösung in Beziehung gesetzt und so eine Stufenreihe von 1—9 oder von sehr selten bis vorherrschend aufgestellt.

	A1	A2	A3	A4	A5	B2	B3	C5	C4	E1	D1	F1	F2	F3	G1	G2	G3	G4	Q1	Co
Zirkon	5	6	7	8	7	3	7	3	3	5	9	5	3	4	8	8	5	4	9	7
Rutil	4	3	5	6	6	2	5	3	4	4	7	4	3	3	5	4	2	2	8	6
Turmalin	2	1	2	2	2	1	3	1	1	1	5	2	—	3	2	3	x	1	7	5
Anatas			1				x								1	x			2	1
Magnetit												x	1		1	2		1	2	2
Ilmenit												x			1	2			3	1
Leukoxen												x			3	5			9	7
Kassiterit		x				1													x	

1: sehr selten,
2: selten,
3: sehr spärlich,
4: spärlich,
5: gewöhnlich,
6: sehr gewöhnlich,
7: reichlich,
8: sehr reichlich,
9: vorherrschend,
x: Spuren.

Zirkon: Er ist das häufigste allothigene schwere Mineral und findet sich ohne Ausnahme in allen untersuchten Gesteinen. Die Mehrzahl der Körner ist stark gerundet, mit muscheligem Bruch, weniger häufig sind Kristallformen noch erkennbar. In diesem Fall sind es kurze Prismen mit stumpfen Endpyramiden, seltener ist die langprismatische Form und am seltensten, wie auch DÉVERIN in den Alpes maritimes feststellte, sind die kurzsäuligen Prismen mit sehr flächen-

[1]) BOSWELL: The Application of Petrological and Quantitative Methods to Stratigraphy. Geol. Mag. 1916, p. 105, 163.

reichen, spitzen Endpyramiden. Zwillingsbildung ist äusserst selten. Die meisten Zirkone sind farblos, doch sind zuweilen auch durch zonar angeordnete Einschlüsse milchig getrübte Individuen zu beobachten. Die Grösse wechselt, wie bei den übrigen schweren Mineralien, ziemlich stark (0,05—0,19 mm).

Rutil: In der Häufigkeit steht der Rutil an zweiter Stelle. Er ist der stete Begleiter des Zirkons, besitzt aber im Gegensatz zu letzterem selten kristallographisch gut ausgebildete Formen. Meist handelt es sich um stark gerollte, gestreifte Körner. Die schräge Streifung parallel (101) rührt von polysynthetischer Zwillingsbildung her. Kurzsäulige, häufiger in der Richtung der Hauptachse gestreckte Prismen oder feine Nadeln sind die gewöhnlichen Kristallformen. Die Farbe wechselt von honiggelb über rot zu tiefdunklem Braunrot.

Häufig sind Zirkon und Rutil in einigen Horizonten der Valangienmergel (A3, A4, A5, B3), in der Gemsmättlischicht (D1), im Kieselkalk des Hauterivien (G1, G2), wo besonders der Zirkon sehr zahlreich auftritt. Das Maximum der Häufigkeit erreichen beide Mineralien im Hohgantsandstein (Q1), wo, entsprechend dem grobkörnigen Sand, auch die schweren Bestandteile bedeutendere Grösse aufweisen.

Turmalin: In Bezug auf seine Häufigkeit steht der Turmalin den beiden erwähnten Mineralien immer nach. Er kann stellenweise fehlen oder nur in wenigen Exemplaren vorhanden sein. Immer sind es mehr oder weniger prismatisch ausgebildete, muschelig brechende, stark pleochroitische Körner. Farbe und Pleochroismus sind sehr verschieden und zwar hellgelb-dunkelbraun, lavendelblau-dunkelblau, helloliv-dunkeloliv, hell- und dunkelviolett. Am häufigsten sind die braunen, sehr selten die multicoloren Varietäten. Eine Beziehung zwischen Farbe des Turmalins und stratigraphischer Stellung des Sediments konnte nicht festgestellt werden. Wahrscheinlich authigene, durch ihre Frische sich auszeichnende Individuen, wie sie DÉVERIN (46, 85 ff.) beschreibt, sind hier keine nachzuweisen, es ist im Gegenteil auf die intensive mechanische Beanspruchung speziell des Turmalins hinzuweisen.

Anatas: Diese TiO_2-Modifikation ist, wie auch die rhombische (Brookit), sehr selten. Tetragonale Pyramiden mit horizontaler Kombinationsstreifung auf den Flächen (111) oder Tafeln (entsprechend der Spaltbarkeit parallel (001) sind die Hauptformen. Die häufigste Farbe ist ein helles Ultramarin, doch können auch tiefbraune bis opake Varietäten beobachtet werden. Sporadisch tritt Anatas in den

Valangienmergeln, dem Kieselkalk, häufiger in den tertiären Sedimenten auf.

Magnetit und Ilmenit: Die beiden Mineralien, opake, unregelmässige Körner mit mattem Metallglanz, sind mit optischen Methoden sehr schwer zu unterscheiden. Bei Betrachtung in auffallendem Licht und mit starker Vergrösserung lässt der Magnetit kleine Fazetten erkennen, die Farbe des Magnetit ist ein Silbergrau, diejenige des Ilmenit dagegen ein Eisenschwarz und der letztere ist häufig teilweise in Leukoxen umgewandelt. Ein späterer Versuch mit magnetischer Trennung liess diesen Weg als den einfachsten und sichersten erkennen. Die beiden Oxyde sind nie sehr häufig, die grösste Verbreitung erreichen sie im Hohgantsandstein, namentlich in dessen tiefern Horizonten.

Leukoxen: Das Zersetzungsprodukt des $FeTiO_3$ ist wenig konstant in seinem Auftreten. Relativ zahlreich ist Leukoxen im Kieselkalk des Hauterivien vorhanden, am häufigsten aber ist er im Hohgantsandstein, wo er so überwiegend auftritt, wie in andern Sedimenten der Pyrit. Die unregelmässigen, gelbgrauen, subangularen Körner sind opak, mit matt perlmutterglänzender Oberfläche, die durch kleine Vertiefungen (Aetzwirkung der HCl ?) rauh erscheint. Oft ist ein Teil der ursprünglichen Ilmenitsubstanz erhalten, die Leukoxenbildung erst im Anfangsstadium.

Kassiterit (Zinnstein): war nur spurenweise als dunkelbraune, muschelig brechende, oft fast opake Körner nachzuweisen.

Pyrit, Markasit und Limonit sind in Bezug auf Auftreten und Ausbildung im stratigraphischen Teil besprochen worden.

Zusammenfassung: Zirkon, Rutil, Turmalin, Anatas, Magnetit, Ilmenit, Leukoxen und Kassiterit sind die Mineralien, die sich mehr oder weniger häufig in fast allen untersuchten Sedimenten fanden. Sie sind weder nach ihrer kristallographischen Ausbildung, noch nach ihrem Erhaltungszustand, noch durch ihre relative Häufigkeit (Tabelle pag. 89) charakteristisch für eine bestimmte Fazies oder für bestimmte stratigraphische Horizonte der Kreide der Alpenrandkette. Sie können also im vorliegenden Fall nicht stratigraphisch verwendet werden, etwa im Sinn als Leitmineralien an Stelle von Fossilien. Besser scheinen die Verhältnisse für die eozänen Sandsteine zu liegen. Die beiden angeführten Proben von Complanatakalk und Hohgantsandstein unterscheiden sich nicht nur hinsichtlich ihrer Diagramme, sondern auch in ihrem Bestand an schweren Mineralien. Der Hohgant-

sandstein zeichnet sich durch grössern Gehalt an Zirkon, Rutil, Turmalin und besonders Leukoxen aus, wobei letzterer quasi die Rolle eines Leitminerals spielt. Der Erhaltungszustand ist im Complanatakalk viel schlechter, die Korngrösse der Mineralien geringer und Kristallformen sind äusserst selten erhalten, im Gegensatz zum Hohgantsandstein.

Die Methoden der physikalischen Charakterisierung eines Sediments wie sie hier versucht wurde, eignet sich nicht sowohl für eine Schichtreihe mit grossen lithologisch-faziellen Differenzen, als viel mehr zur Lösung stratigraphischer Probleme in Gebieten gleichmässiger Faziesausbildung, wo Differenzierung oder Identifizierung auf Grund allgemeiner paläontologisch-stratigraphischer Methoden nicht erreicht werden kann. Flysch- und Molassestratigraphie werden sich sicher mit Erfolg ihrer bedienen.

Literaturverzeichnis.

I. Literatur, das Untersuchungsgebiet speziell betreffend.

1. 1825 STUDER, B. Monographie der Molasse. Bern. p. 45—50.
2. 1834 STUDER, B. Geologie der westlichen Schweizeralpen. Bern. p. 105ff.
3. 1839 STUDER, B. Mémoire sur la carte géologique des chaînes calcaires et arénacées entre les lacs de Thoune et de Lucerne. Mém. soc. géol. France, 3, 2e partie.
4. 1850 RÜTIMEYER, L. Ueber das schweizerische Nummulitenterrain, mit besonderer Berücksichtigung des Gebirges zwischen Thunersee und Emme. Neue Denkschr. schweiz. Nat. Ges., 11, p. 1—59, Taf. I und II.
5. 1851 STUDER, B. Geologie der Schweiz II, p. 100—102, 104.
6. 1867 MAYER, K. Tableau synchronistique, Zürich.
7. 1871 STUDER, B. Zur Geologie des Ralliggebirges. Mitt. Nat. Ges. Bern, p. 185—194.
8. 1876 BACHMANN, J. Geologisches über die Umgebung von Thun. Jahrb. S. A. C., 11 (1875—1876), p. 371—413.
9. 1885 KÖRBER, H. Das Schafloch. Vermessen von A. Wyttenbach und Ph. Gosset. Jahrb. S. A. C., 20 (1884—1885), p. 316—343.
10. 1886 KAUFMANN, F. J. Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Grafenort-Lungern. Mit Atlas. Beitr. geol. Karte d. Schw. 24. Lfg. I. Teil.
11. 1887 HOTZ, R. Das Schafloch im Berner Oberland. Geograph. Nachrichten, Basel, 3, p. 3.
12. 1893 BURCKHARDT, C. Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrand der Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schw., Lfg. 33.
13. 1894 SAYN, G. Observations sur quelques gisements néocomiens des Alpes suisses et du Tyrol. Grenoble.
14. 1900 DOUVILLÉ, H. Observations géologiques dans les environs d'Interlaken. Bull. soc. géol. France, (3e), 28, p. 57—63.
15. 1903 DOUVILLÉ, H. Les Ralligstöcke et le Gerihorn. Bull. soc. géol. France, (4e), 1, p. 193—221.
16. 1908 BECK, P. Der diluviale Bergsturz von St. Beatenberg. Mitt. Nat. Ges. Bern 1907.
17. 1907 BAUMBERGER E., HEIM ARN., BUXTORF A. Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze im Churfirsten-Mattstockgebiet, mit einigen Bemerkungen über die Stratigraphie der analogen Schichten der Zentralschweiz von A. Buxtorf. Abhdlg. schw. pal. Ges. 39.

18. 1908 HEIM, ARN. Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abhdlg. schw. pal. Ges. 35, p. 30—39.

19. 1909 BOUSSAC, J. Les Méthodes stratigraphiques et le Nummulitique des Alpes suisses. Extr. Bull. soc. France, (4e), 9, p. 30—33, 179.

20. 1909 HEIM, ARN. Ueber die Beatenhöhlen am Thunersee. Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich, 54, p. 52—63.

21. 1911 BECK, P. Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beitr. geol. Karte, N. F., Lfg. XXIX.

22. 1912 BECK, P. Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faziesgebiet. Ecl. geol. helv. 12, No. 1, p. 65—151.

23. 1917 MOLLET, H. Ueber die stratigraphische Stellung der Glaukonitschichten beim Küblibad am Thunersee. Mitt. Nat. Ges. Bern 1916, p. 210—220.

24. 1918 SICCAMA, E. L. Erläuterungen zur geologischen Karte des Waldegg-Gewölbes. Manuskript Geol. Inst. Bern.

25. 1919 WEHRLI, LEO. Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Geotechn. Serie, Lfg. VII.

26. 1923 BAUMBERGER, E. Beschreibung zweier Valangienammoniten, nebst Bemerkungen über die Fauna des Gemsmättlihorizontes von Sulzi im Justistal. Ecl. geol. Helv. 18, No. 2, p. 303—313.

Karten.

27. 1847 RÜTIMEYER, L. Karte des Gebirges zwischen Thunersee und Emme. Beil. zu Lit. 4 (ohne Masstab).

28. 1887 KAUFMANN-BALTZER-MOESCH. Blatt XIII d. geol. Karte d. Schw. 1:100 000.

29. 1911 BECK, P. Geologische Karte der Gebirge nördlich von Interlaken. 1:50 000. Beil. zu Lit. 21.

30. 1918 SICCAMA, E. L. Geologische Karte der Waldegg. 1:10 000. Manuskript Geol. Inst. Bern.

Topographischer Atlas der Schweiz: Blatt 391 mit Nachtr. 1916. 1:50000.

II. Angrenzende Gebiete und vergleichend benutzte Literatur.

31. 1908 BUXTORF, A. Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 60, p. 163—197.

32. 1910 GERBER, E. Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge. Ecl. geol. Hel. 11, p. 323—353.

33. 1910 BUXTORF, A. Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks, Nr. 9 (Spez.karte 27a mit Profil 27b) Bern.

34. 1911 HEIM, ARN. Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe. Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., Lfg. XX, 1. und 2. Teil.

35. 1913 SCHIDER, R. Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Beitr. Geol. Karte d. Schw. N. F., Lfg. XLIII.

36. 1915 ADRIAN, H. Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertals im Berner Oberland. Ecl. geol. Helv. 13 No. 3, p. 238—351.
37. 1918 BUXTORF, A. Ueber das mutmassliche Vorhandensein jungcretacischer oder alt-eocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. Ecl. geol. Helv. 14 No. 5, p. 664.
38. 1921 MOLLET, H. Geologie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beitr. geol. Karte d. Schw. N. F., Lfg. XLVII.
39. 1924 GOLDSCHMID, K. Beiträge zur Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Inaug.-Diss. Bern. Manuskript. (Stadtbibliothek.)
40. 1924 GOLDSCHMID, K. Beiträge zur Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Jahrb. Phil. Fak. II, Univ. Bern 4, p. 136—144, Inaug.-Diss. (Auszüge).

III. Lithologie, Sedimentpetrographie etc.

41. 1925 TROWBRIDGE, A. C. und MORTIMORE, M. E. Correlation of Oil Sands by Sedimentary Analysis. Econom. Geology 20 Nr. 5, p. 409 bis 423.
42. 1925 FLEET, W. F. The chief heavy detrital minerals in the roches of the English Midlands. Geol. Magazine 62 Nr. 729, p. 98 ff.
43. 1925 FREY, ERNST. Beiträge zur Geologie des südöstlichen Neuenburger Juras. Inaug.-Diss. Zürich.
44. 1924. HEIM, ARN. Ueber submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau 15, p. 1—47.
45. 1923 DE LAPPARENT, J. Leçons de Pétrographie. Paris.
46. 1923 DEVERIN, L. Etude lithologique des roches crétacées des Alpes-Maritimes. Bull. carte géol. France No. 150, t. XXVI.
47. 1922 HUMMEL, K. Die Entstehung eisenreicher Gesteine durch Halmyrolyse. Geol. Rundsch. 13, p. 40—81, p. 97—136.
48. 1922 BERZ, K. Magneteisen in marinen Ablagerungen. Zentr.blatt f. Min., p. 569.
49. 1922 MILNER, H. An Introduction to Sedimentary Petrography. London.
50. 1922 HOLMES, A. Petrographic Methords & Calculations. London.
51. 1920 ANDREE, K. Geologie des Meeresbodens. Leipzig.
52. 1919 ARBENZ, P. Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich, 64, p. 246—275.
53. 1918 DE LAPPARENT, J. Etude ltiholigique des terrains crétacées de la région d'Hendaye. Paris.
54. 1918—1924 CUSHMAN, J. A. The Foraminifera of the Atlantic Ocean. Smithsonian Institution, U. S. National Museum, Bull. 104.
Part I. Astrorhizidae 1918
Part II. Litulidae 1920
Part III. Textularidae 1922.
Part IV. Lagenidae 1923
Part V. Chilostomidae & Globigerinidae 1924.

54a 1910—1917, CUSHMAN, J. A. A Monograph of the Foraminifera of the Pacific Ocean, Parts I-VI, Smithonian Institution U. S. National Museum, Bull. 71.

55. 1916 BLANCHET, F. Etude micrographique des calcaires urgoniens. Trav. Lab. géol. Grenoble 11, 3e Fasc., p. 29—87.

56. 1916 CAYEUX, L. Introduction de l'étude pétrographique des roches sédimentaires. (Avec Atlas.) Paris.

57. 1916 KLÜPFEL, W. Ueber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rundsch. 7, p. 97—109.

58. 1915 ANDREE, K. Moderne Sedimentpetrographie, ihre Stellung innerhalb der Geologie, sowie ihre Methoden und Ziele. Geol. Rundch. 5, p. 463 bis 477.

59. 1914 ANDREE, K. Wesen, Ursachen und Art der Schichtung. Geol. Rundschau 6, p. 351—397.

60. 1914 COLLET, L. Les concrétions phosphatées et la glauconie des mers actuelles. Ecl. geol. Helv. 9, Nr. 1, p. 118—119.

61. 1914 v. OSTEN-SACKEN. Beiträge zur Kenntnis einiger vorwiegend aus zoogenen Komponenten aufgebauten Kalksteine. Inaug.-Diss. Zürich.

62. 1914 SALOMON, W. Ueber die Bildung dichter Kalke. Geol. Rundschau 5, p. 478—480.

63. 1914 VAUGHAN, T. W. Preliminary remarks on the geology of the Bahamas, with special reference to the origine of the Bahaman & Floridan oolites. Publ. No. 182 of the Carnegie Institution. Washington. P. 47—54.

64. 1913 LINCK, G. Ueber den Chemismus toniger Sedimente. Geol. Rundschau 4, p. 289—311.

65. 1912—1920 ANDREE, K. Ueber Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundschau 3 1912, p. 324—360; 7 1916, p. 123—170; 8 1917, p. 36—79; 11 1920, p. 116—144, 235—249.

66. 1912 DREW, G. H. Report on Investigation on marine Bacteria carried on at Andros Island, Bahamas, British West India. Depart. Marine Biolog. Carnegie Institution, Washington, p. 136—144.

67. 1911 DREW, G. H. The action of some denitrifying Bacteria in the tropical and temperate seas and the bacterial precipitation of calcium-carbonate in the seas. Journal Marine Biolog. Assoc. Plymouth, p. 142—155.

68. 1911 ANDREE, K. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie. Geol. Rundschau 2, p. 61—74, 117—130.

69. 1910 GAUB, F. Die jurassischen Oolithe der Schwäbischen Alb. Inaug.-Diss. Jena.

70. 1910 SUDRY, L. L'Etang de Thau. Ann. Inst. Océanogr. Monaco 1, fasc. 10.

71. 1909 HEIM, ALB. Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich 54, p. 332—342.

72. 1908 ANDREE, K. Ueber stetige und unterbrochene Meeressedimentation, ihre Ursachen, sowie deren Bedeutung für die Stratigraphie. Neues Jahrb. f. Min., Beil. 25, p. 366—421.

73. 1908 ARBENZ, P. Ueber Diploporen aus dem Schrattenkalk des Säntisgebirges. Vierteljahrsschrift natf. Ges. Zürich 53, p. 387—392.

74 1908 BUCHER, W. H. On Oolites & Spherulites. Journ. Geol. 26, p. 593 bis 609.

75. 1908 KALKOWSKY. Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 60, Monatsber. 68—125.

76. 1908 COLLET, L. W. Les dépots marins. Encyclop. scient. Paris.

77. 1907 THOULET, J. Sur la lithologie océanographique des mers anciennes. Comptes Rendus 144, p. 1075—77.

78. 1906 CAYEUX, L. Structure et origine des grès du Tertiaire parisien. Paris.

79. 1906 COLLET und LEE. Recherches sur la glauconie. Procedings Royal Soc. Edinbg. 26 Part IV, p. 238—278, 12 Taf., 1 Karte.

80. 1905 BRAUNS, R. Ueber Neubildung von Schwefeleisen. Zentr.blatt f. Min., p. 714—716.

81. 1903 LINCK, G. Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Neues Jahrb. f. Min., Beil. 20, p. 495—513.

82. 1900 HOVELACQUE et KILIAN, W. Album des microphotographies de roches sédimentaires. Paris.

83. 1894 WALTHER, J. Einführung in die Geologie als historische Wissenschaft. Jena, bes. III. Lithogenesis der Gegenwart.

84. 1892 RHUMBLER, L. Eisenkiesablagerungen im verwesenden Weichkörper von Foraminiferen. Nachr. kgl. Akad. d. W.sch. Göttingen, p. 419 bis 428.

85. 1890 HAUSLER, R. Monographie der Foraminiferen-Fauna der schweizerischen Transversariuszone. Abh. schweiz. pal. Ges. 17.

86. 1887 HAUSLER, R. Die Lageninen der schweizerischen Jura- und Kreideformation. N. Jahrb. f. Min. 1, p. 177—189.

87. 1884 BRADY, W. B. Report on the Foraminifera dredged by H. M. S. Challenger. Report scient. Results, Zoology, XI. Mit Atlas.

88. 1864 D'ORBIGNY, A. Foraminifères fossiles du Bassin de Vienne. Paris.

Inhaltsverzeichnis

Seite

Historischer Ueberblick . . . . . 1—6
Abgrenzung des Gebietes und tektonischer Aufbau . . . . . 6—8
Stratigraphische Stellung 8
Ziel der Untersuchung . . . . . 8—9
Die angewandten Methoden . . . . . 9—10

A. Die Kreide
1. Das Valangien
   a. Valangienmergel . . . . . 11—24
   b. Valangienkalk . . . . . 24—27
   c. Gemsmättlischicht . . . . . 27—29
2. Das Hauterivien
   a. Criocerasschichten . . . . . 29—30
   b. Hauterivienkieselkalk . . . . . 30—34
3. Das Barrémien
   a. Altmannschicht . . . . . 34—39
   b. Drusbergschichten und unterer Schrattenkalk . . . . . 39—53
4. Das Aptien . . . . . 54—55
5. Der Gault 56
6. Der Seewerkalk . . . . . 56—57

B. Das Tertiär
1. Das Lutétien . . . . . 58—59
2. Das Auversien
   a. Hohgantschiefer . . . . . 59—60
   b. Hohgantsandstein . . . . . 60—64
   c. Lithothamnienkalk . . . . . 65—67
3. Das Priabonien
   Bodmiflysch und Globigerinenschiefer . . . . . 67—68

Zusammenfassung
A. Die faziellen Verhältnisse . . . . . 69—73
B. Lithogenetische Schlussfolgerungen . . . . . 74—81

Anhang: Sedimentpetrographisches . . . . . 81—92
Literaturverzeichnis . . . . . 93—97