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

Kapitel: A: Die Kreide

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: 12.12.2025

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

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.

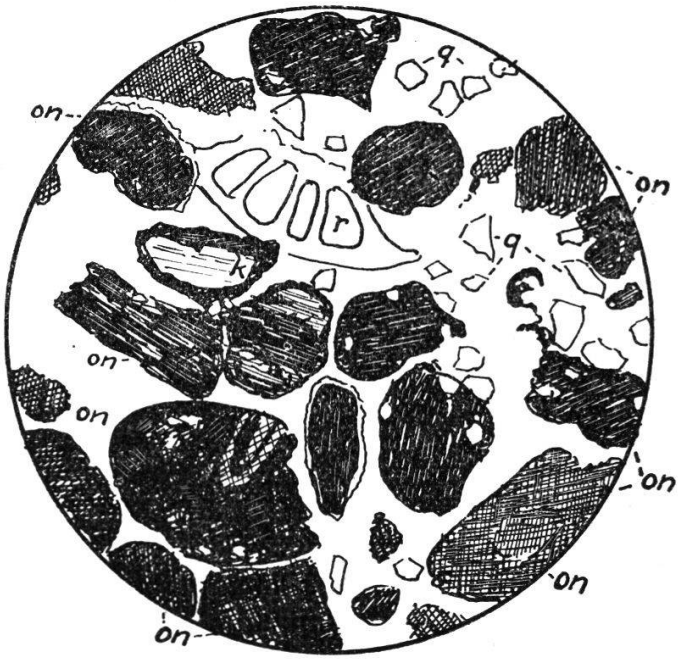


Fig. 1 (35:1): **Knötchenschichten der Valangienmergel**, Sichel.
on: Onkoide, Gerölle dichten Tones mit pigmentärem Pyrit, einzelnen Quarzsplittern und Organismentrümmern. k: Kalzitfragment. q: Quarz. r: *Rotalia?* Grundmasse mesokristalliner Kalzit.

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.*

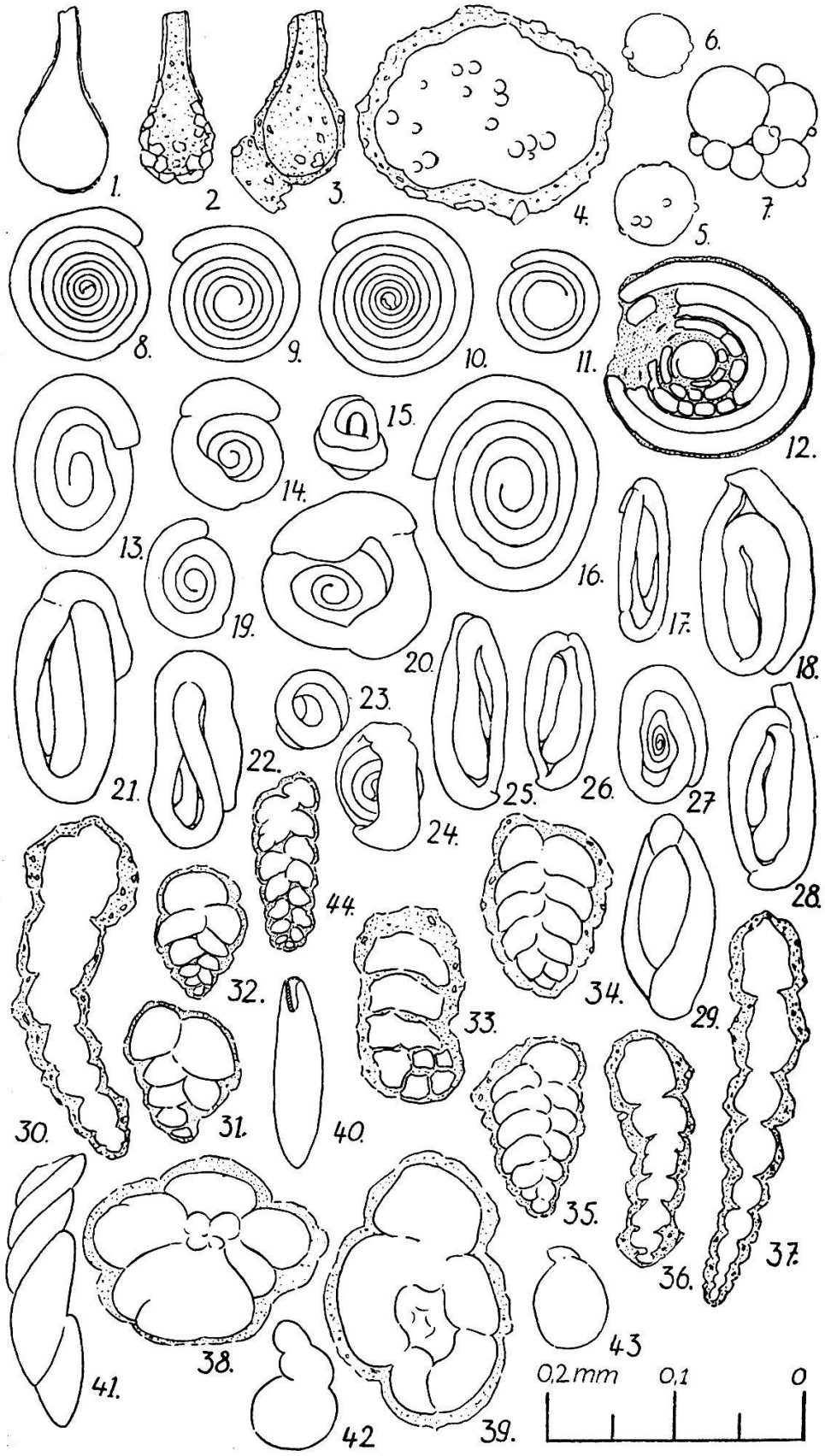


Fig. 2. Foraminiferen aus dem Valangien des Justistales.

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).

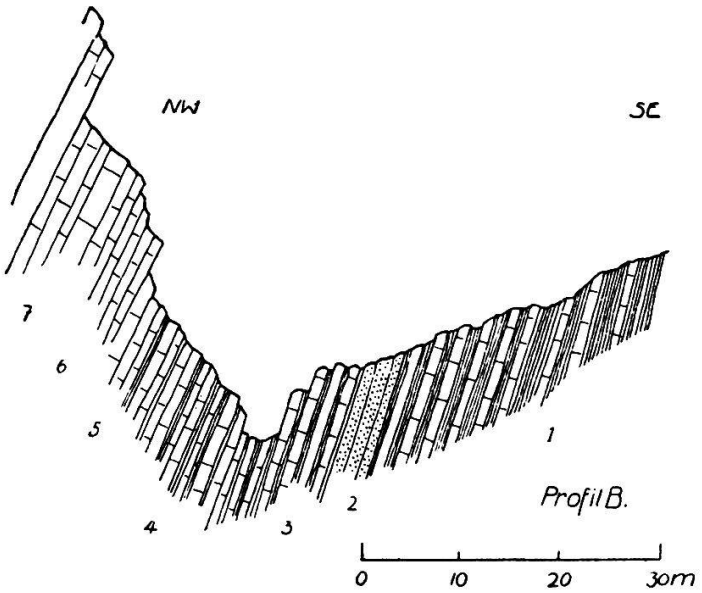


Fig. 3.

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:

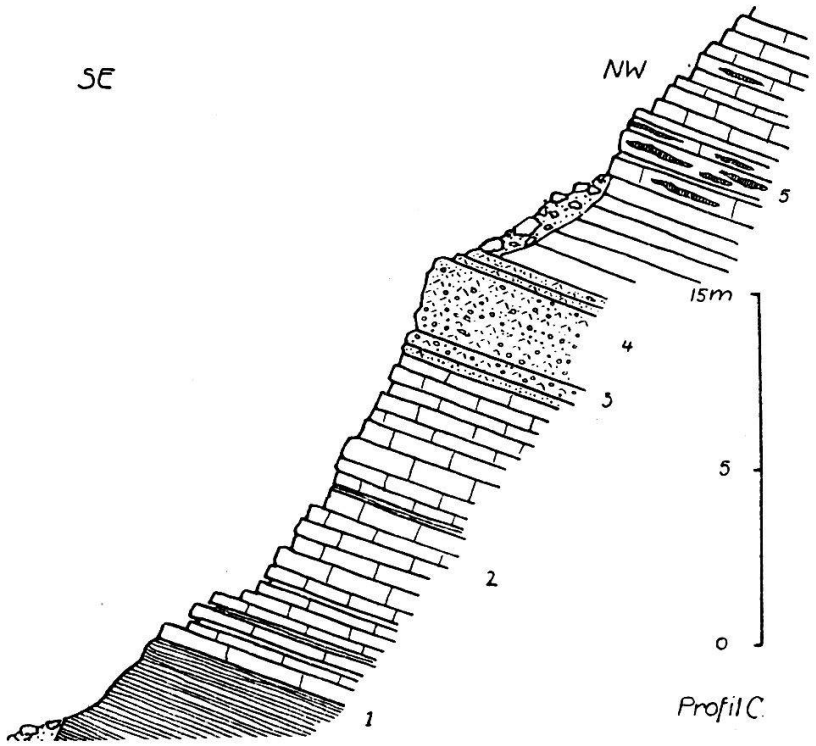


Fig. 4.

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.)

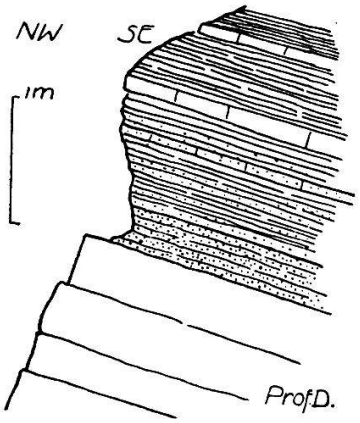


Fig. 5.

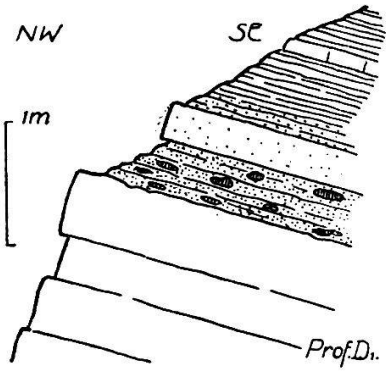


Fig. 6.

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.

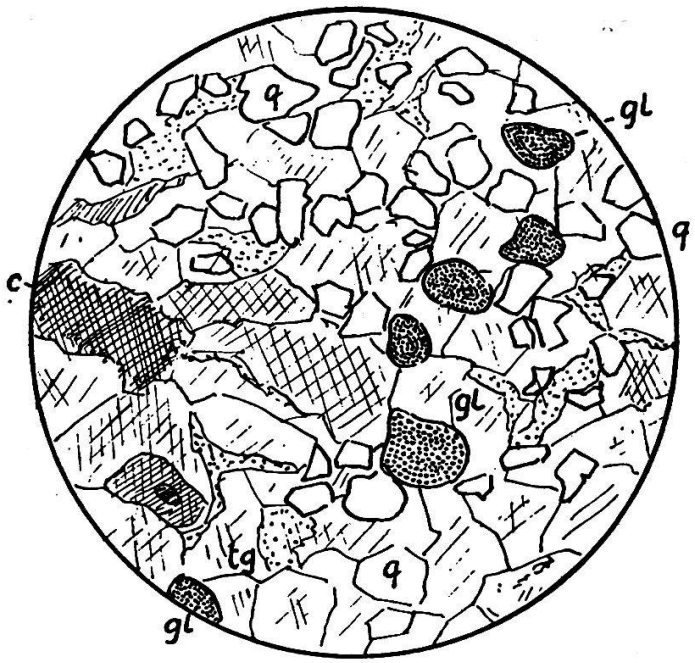


Fig. 7 (28 : 1): **Hauterivienkieselkalk,** SE unter dem Rothorn.
gl: Glaukonit. q: Quarz.
c: Crinoidenbruchstücke mit Ankristallisationsbezirken.
tg: tonige Grundmasse.

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)

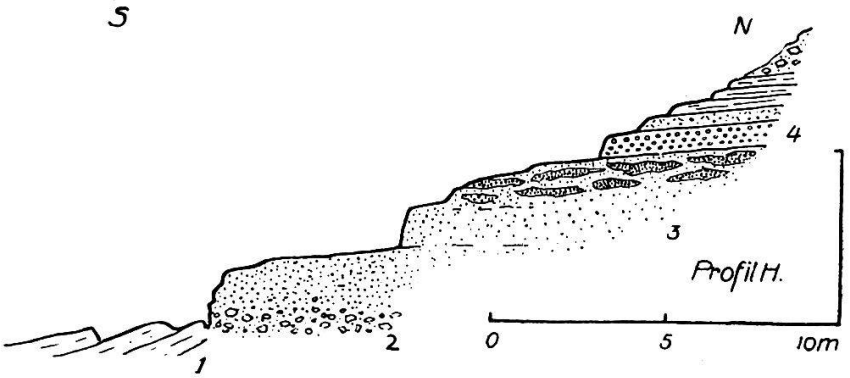


Fig. 8.

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.)

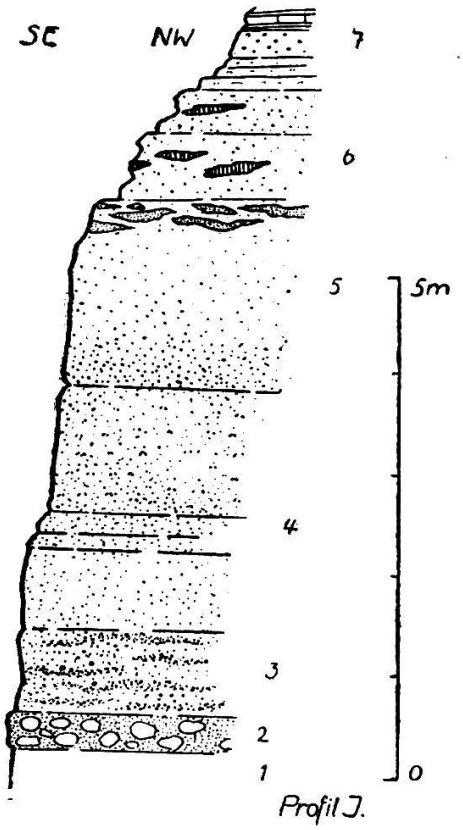


Fig. 9.

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.

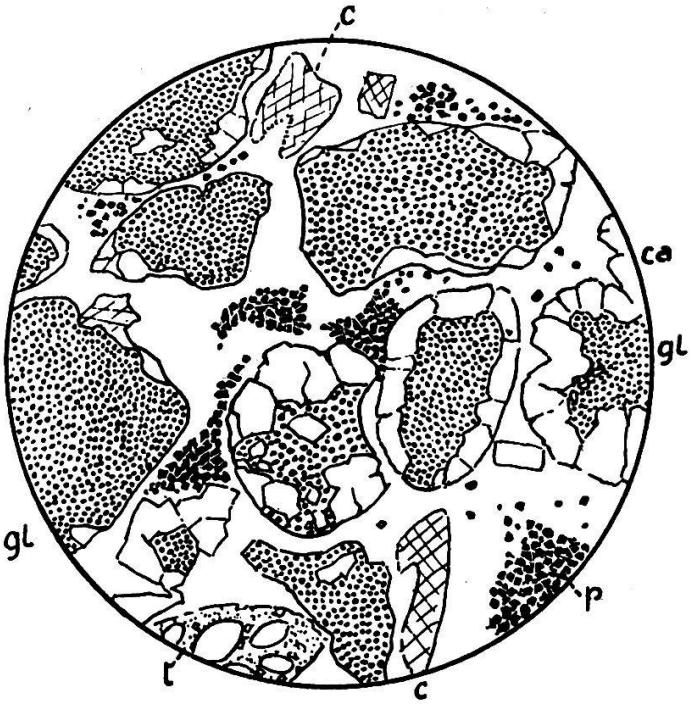


Fig. 10 (70 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
gl und ca: Glaukonit mit Kalzitanlagerungen (Glaukokalzit).
p: Pyrithexæder in Grundmasse verteilt. t: Textularia.
c: Crinoidenfragm. Grundmasse mikrokristallin.

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).

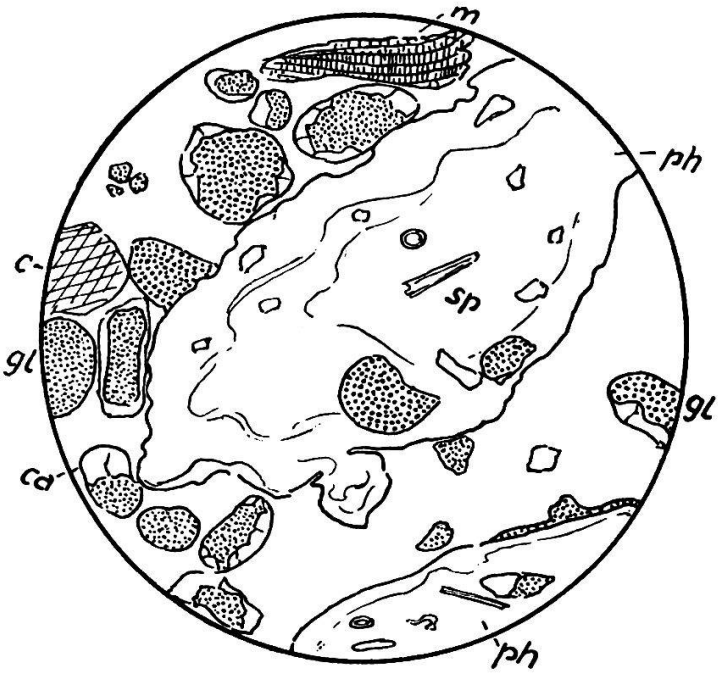


Fig. 11 (35 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
gl: Glaukonit. p: Phosphorit. c: Crinoiden.
z: Zweischalerfragment. Grundmasse krytokristallin.

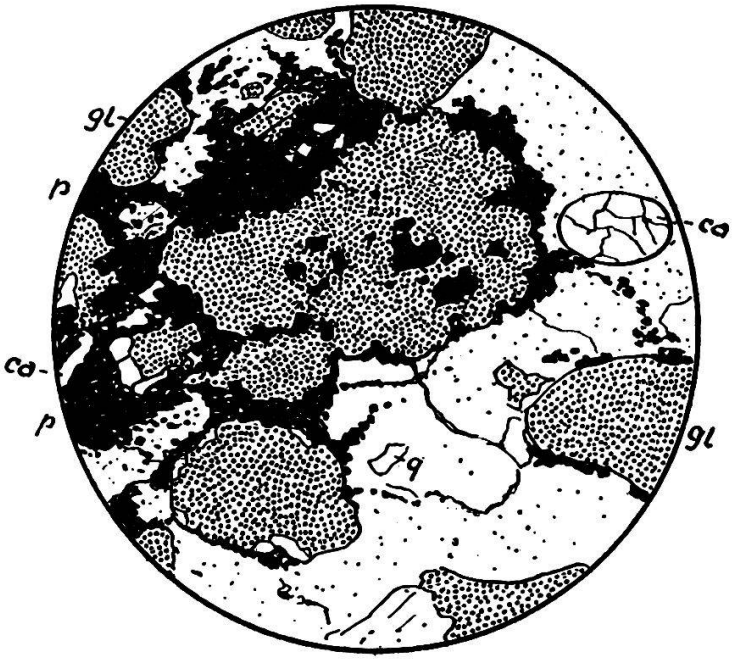


Fig. 12 (70 : 1): **Altmannschicht,** Bachersboden.
Zeigt die Umwachsung und Durchdringung des Glaukonits (gl) durch den Pyrit (p).

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	

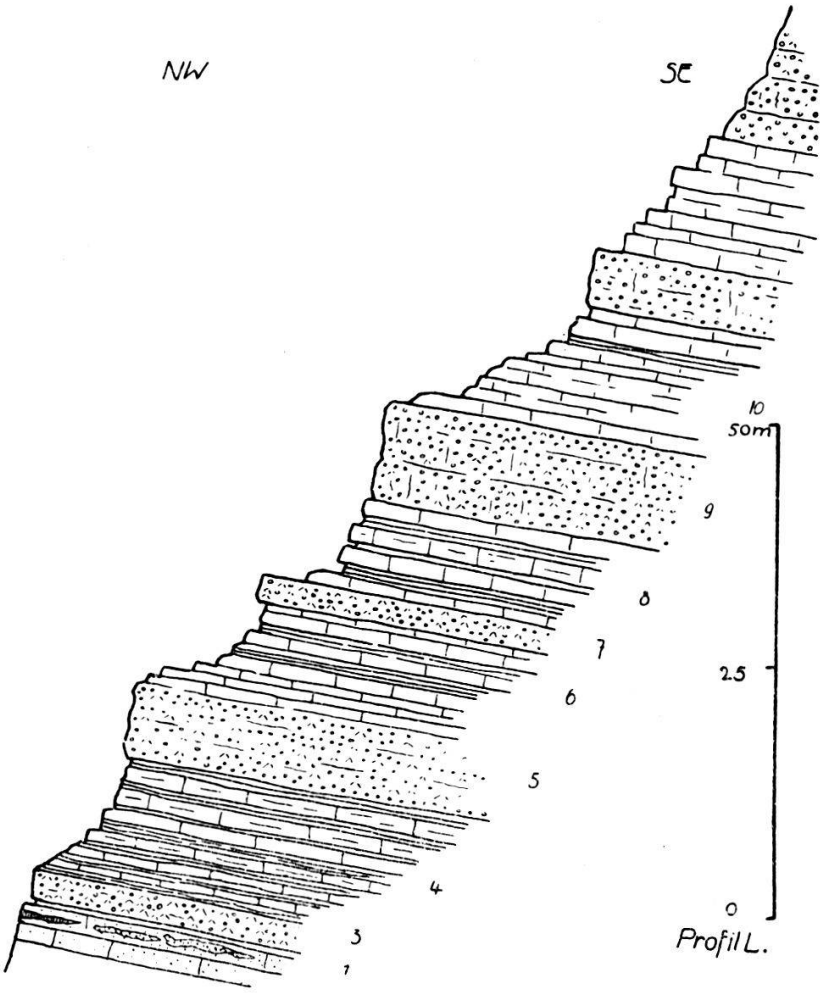


Fig. 13.

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:

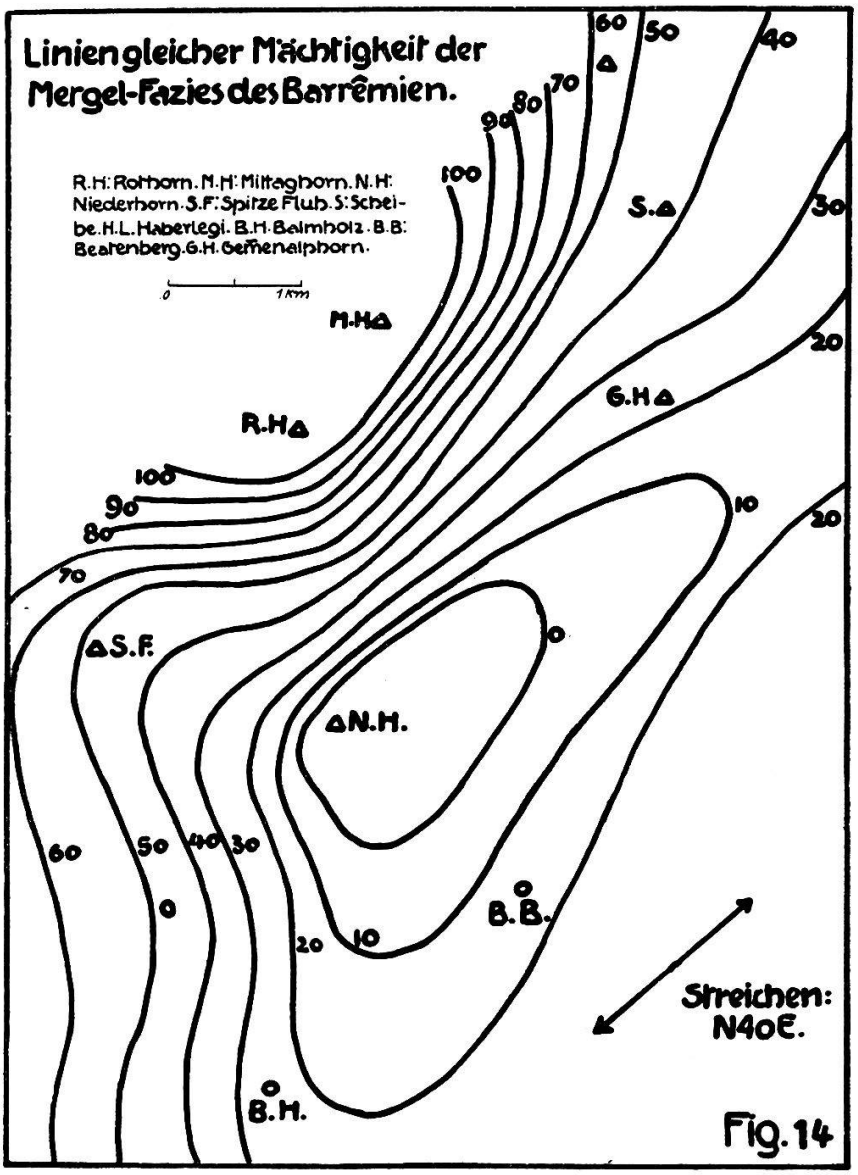
Glaukonit: Gut gerundete, wohl aus dem liegenden Altmannhorizont stammende Körner.

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.

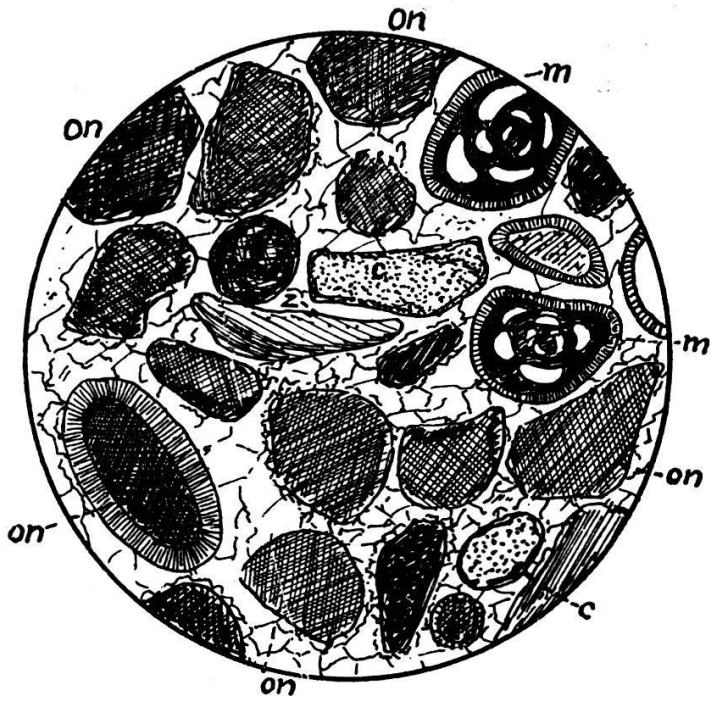


Fig. 15: **Barrémienkalk**, Schweife-Gemmenalphorn.
In mesokristalliner Grundmasse eingelagert: Miliolinen (m), Onkoide (on) mit Ooidrinden, Crinoiden (c). Um einige der Einschlüsse ist ein schmaler, durch Sammelkristalle hervorgerufener Kalzitrand zu erkennen. z: Zweischalerfragment.

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.

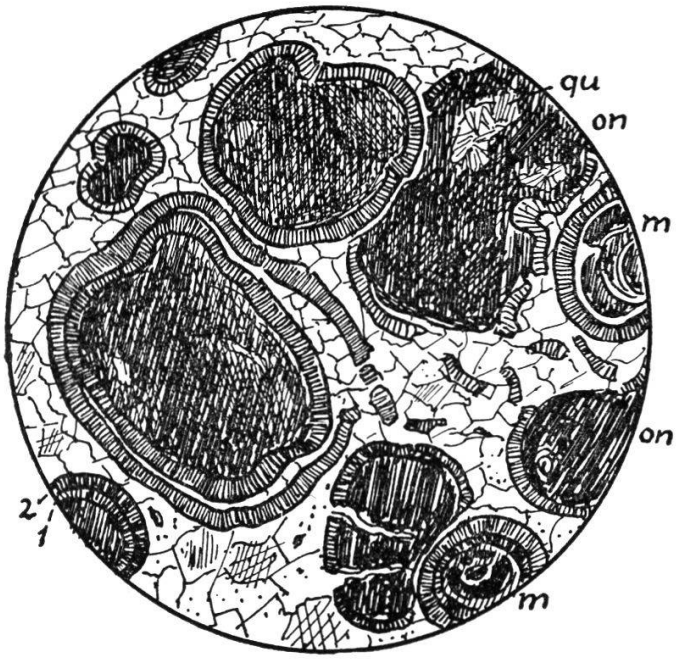


Fig. 16 (28 : 1): **Barrémienkalk,** (Basisbank), Weg nach Unterbergli.
Die Ooide, die als Kerne Miliolinen und Onkoide besitzen, weisen an verschiedenen Stellen Druckdeformationen auf, die oft nur die zweite, äussere Rinde betrafen.
qu: Quarzinaggregat. 1 und 2: innere und äussere Ooidrinde.

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.

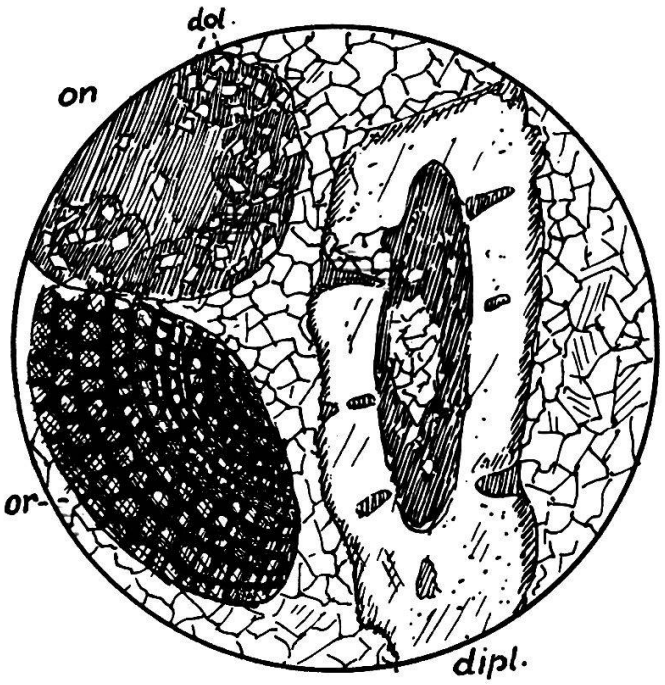


Fig. 17 (28 : 1): **Barrémienoolith,** Haberlegi.
dipl: Schräger Querschnitt durch den Stengel einer *Diplopora.*
or: *Orbitolina,* tangentierender Schnitt.
on: Onkoid mit zahlreichen Dolomitrhomboedern.
Grundmasse reiner kristalliner Kalzit.

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.