

Gesteinskomponenten

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **64 (1971)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.04.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

1.54 Bankung

Nach McKEE und WEIR (1953) wird die Bankung folgendermassen definiert:

		Abkürzungen
feinschichtig	< 1 cm	fs
sehr dünnsschichtig	1–5 cm	sds
dünnsschichtig	5–60 cm	ds
bankig	60–120 cm	b
grobbankig	> 120 cm	gb

1.55 Abkürzungen

Die Himmelsrichtungen werden sowohl als Substantive wie auch als Adjektive durch Grossbuchstaben abgekürzt. Dünnschliffe werden mit DS abgekürzt, Anschliffe mit AS. (15/8₁₂) bedeutet, dass der DS oder das Handstück aus dem Profil 15, Schichtpaket 8, stammt. Die Probe wurde 12 m über der Basis des erwähnten Schichtpaketes entnommen.

2. GESTEINSKOMPONENTEN

2.1 Nichtorganogene Komponenten

2.11 Karbonate

2.111 Calcit

In unseren Gesteinstypen ist Calcit das häufigste Mineral. Nur beim Glaukonit und im kalkigen Silex tritt er anteilmässig zurück. Einzig in einem Schliff vom Fläscherberg (61/14₂₅) konnte eine Umwandlung der calcitischen Hauptmasse in Dolomit beobachtet werden (Fig. 6) (S. 384).

«Organogener» Calcit

Die kleinen und kleinsten Bruchstücke von Organismen werden als detritisches Material in diesem Unterkapitel behandelt. Den Hauptanteil bilden Echinodermentrümmer. Auch die übrigen, meist untergeordnet vorkommenden Organismentrümmer liegen hauptsächlich als Calcit vor. Aragonit konnte nirgends nachgewiesen werden. Vereinzelt Echinodermentrümmer weisen eine intensive Vermengung von Calcit und Dolomit auf. Im mit Hämatoxylin gefärbten Schliff erscheint der Calcit als violette Punkte und Zonen im ungefärbten, vermutlich dolomitischen Teil der Trümmer. Vielleicht handelt es sich um Entmischungen des Mg-haltigen Calcites, aus welchem die Echinodermen ursprünglich bestehen. Da im angeätzten Teil oft der gesamte Karbonatanteil fehlt (mit Ausnahme feiner Dolomitkriställchen), ist es wahrscheinlich, dass die ungefärbten Partien der Echinodermentrümmer Mg-Calcit und nicht eigentlicher Dolomit sind.

Anorganisch gebildeter Calcit

Hierher gehören die mikritische und sparitische Grundmasse. Calcitisierte Spongienadeln und der diagenetisch weitergewachsene Anteil anderer Organismentrümmer fallen ebenfalls in diese Gruppe.

Ob die mikritische Grundmasse und die z.T. daraus umkristallisierten, sparitischen Porenfüllungen ursprünglich aus Aragonitnadelschlamm von Algen sedimentiert wurde, ob sie sich direkt aus dem Meerwasser ausfällte oder ob der mikritische Schlamm detritischen Ursprungs ist (Calcilutit), kann man nicht sagen. Algenreste konnten jedenfalls im Kieselkalk nicht beobachtet werden (zu grosse Wassertiefe?).

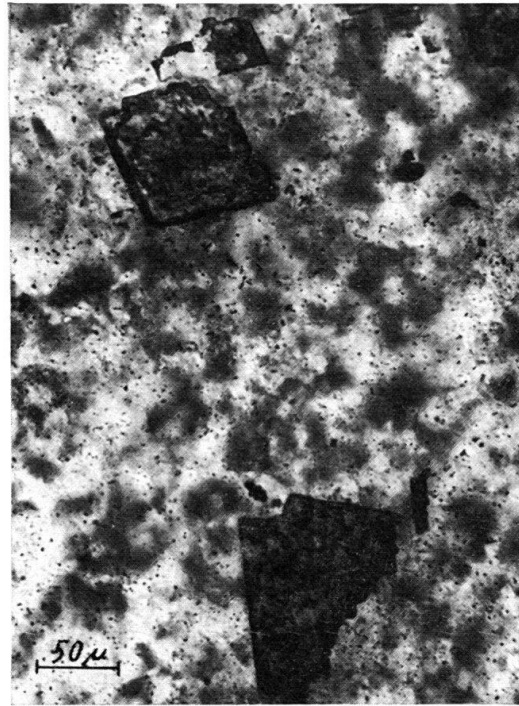


Fig. 3. Idiomorpher Calcit in Silex. LM unpolarisiert. DS 7/34

Auffallend sind die scharfkantigen Calcitrhomboeder in stark kieseligen Gesteinen, wie kalkigem Silex (55/137; 14/10; 7/34) (Fig. 3); auch Dolomitrhomboeder fehlen nicht, sind aber seltener. Der Calcit muss direkt auskristallisieren, da die für Pseudomorphosen (Calcit nach Dolomit) typischen, gebogenen Rhomboederflächen fehlen.

Interessant ist auf Figuren 4 und 5 das sekundäre Einwachsen von authigenem Quarz in den Calcitkristall, welches auf eine zweite Verkieselungsphase hinweist.

2.112 Dolomit

Dolomit kommt in kleinen Mengen sehr oft im Kieselkalk vor. In grobkörnigen Kalcken (z. B. Pilatus 18u) finden sich schön ausgebildete Rhomboeder (bis 0,3 mm). Meist sind allerdings, besonders im Kieselkalk, die Kriställchen unvollständig ausgebildet und nicht grösser als 0,03 mm. Dabei fällt auf, dass der vor allem im angeätzten Teil des Schliffes gut sichtbare Dolomit zusammen mit dem authigenen, feinverteilten Quarz auftritt und zwischen den detritischen Calcitkomponenten und dem Sand verteilt ist. Dies deutet auf eine diagenetische Bildung des Dolomites hin, welche wahrscheinlich in eine Phase sekundärer Alkalisierung des Sedimentes fällt. Weniger wahrscheinlich ist detritischer Ursprung, da die Rhomboederchen z. T. sehr schön ausgebildet sind und jedenfalls keine gerundeten Dolomitmörner beobachtet werden können.

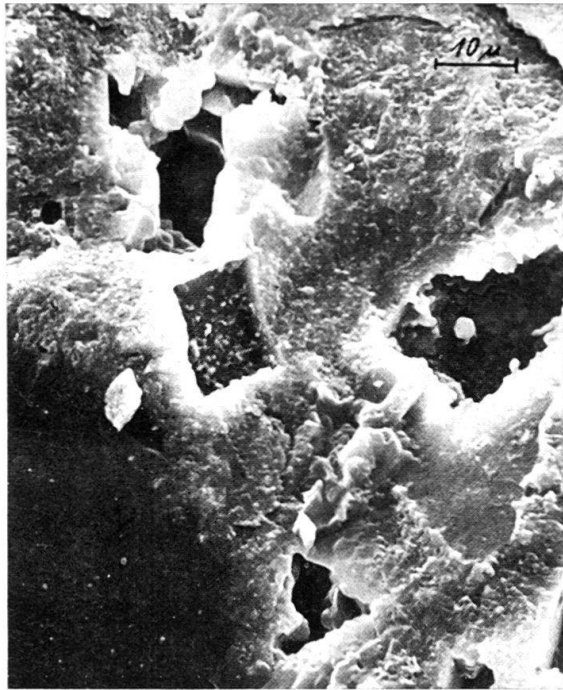


Fig. 4. Angeätzte Silexoberfläche mit herausgelöstem Calcit. Stereoscan-EM, Probe 27/10.

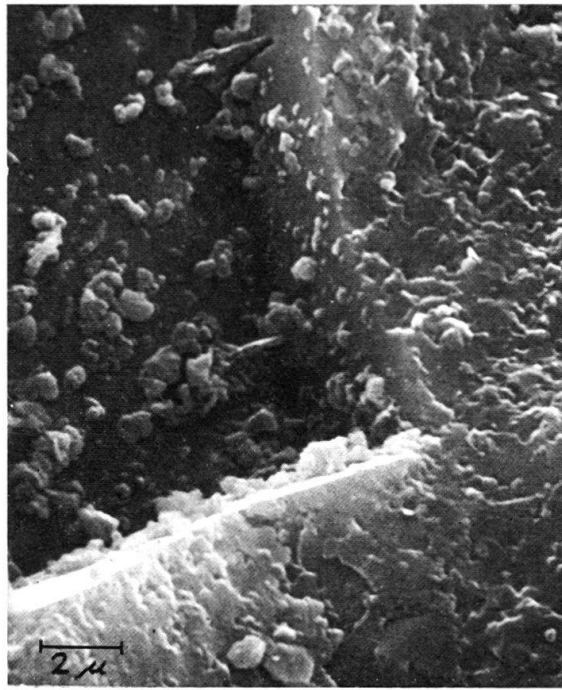


Fig. 5. In den herausgelösten, idiomorphen Calcit eingedrungene Quarzkristalle. Stereoscan-EM, Probe 27/10.

Interessant ist die bereits erwähnte Dolomitisation des Gesteins (61/14₂₅ vom Fläscherberg (Fig. 6), wo sich die drei Phasen Quarz, Calcit und Dolomit vollständig getrennt haben. Da diese Gesteine die stärksten Merkmale tektonischer Beanspruchung zeigen und das Phänomen sonst nirgends beobachtet worden ist, dürfte es sich um eine Erscheinung handeln, welche auf die alpine Metamorphose zurückzuführen ist. Im allgemeinen steigt der Dolomitgehalt in allen Gesteinen selten über 5%.

2.113 Siderit

Siderit konnte nur röntgenographisch in einer Gesamtgesteinsanalyse eines Glaukonitkalkes (44/32) nachgewiesen werden.

2.13 Quarz

Quarz kommt in den untersuchten Gesteinen in folgenden Formen vor:

- a) Detritische Quarzsandkörner (S. 361),
- b) Silexknollen und -lagen (S. 362),
- c) silifizierte Fossilreste und Grundmasse (S. 365),
- d) in der Grundmasse fein verteilter Quarz (S. 366),
- e) authigene Quarzkörner, mit oder ohne detritische Kerne (S. 369).

Ausser a) sind alle Vorkommen postsedimentär entstanden.

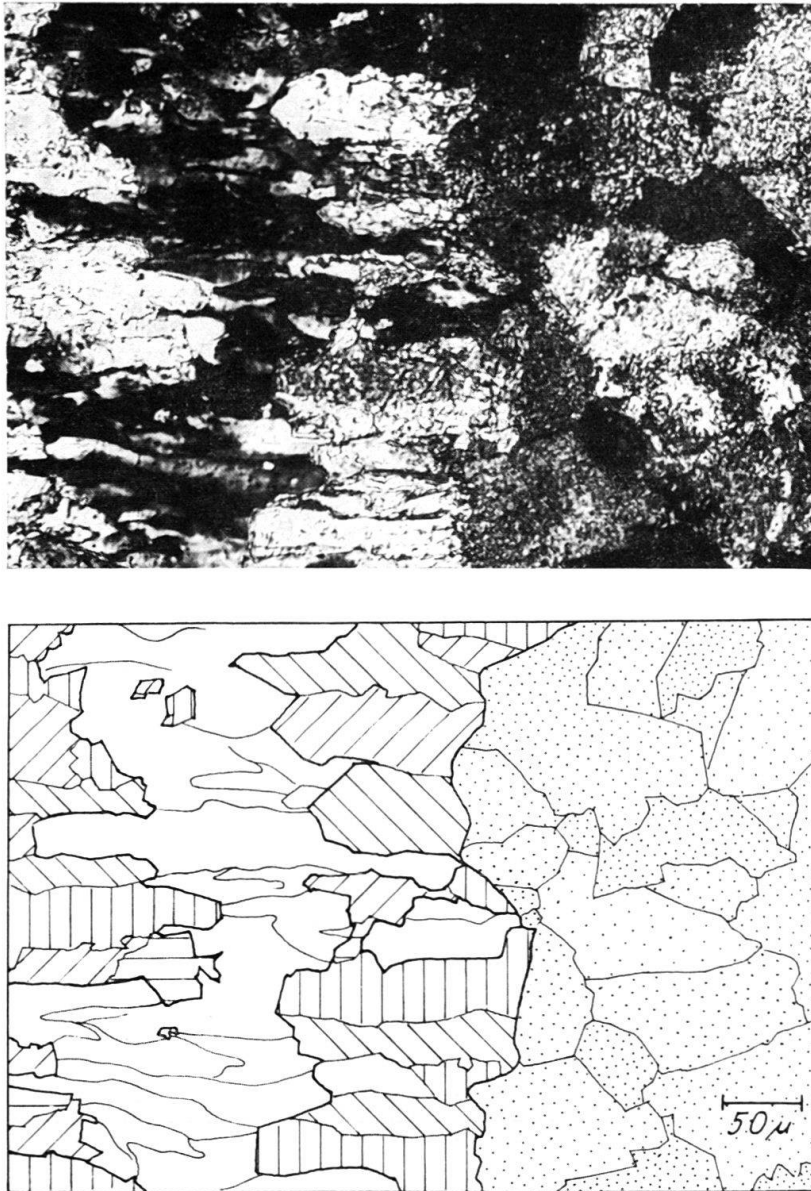


Fig.6. Parallelgefüge von neugebildetem Quarz (weiss) und Calcit (schraffiert) innerhalb eines zu Dolomit umgewandelten, ehemaligen Kalksedimentes (punktiert). LM pol., DS 61/14₂₅.

2.121 Chalcedon und Quarzin

Die faserigen Modifikationen des Quarzes, Chalcedon und Quarzin, unterscheiden sich nur kristalloptisch, indem beim Quarzin die X-Achse quer zu den Fasern verläuft, beim Chalcedon dagegen längs.

STÄUBLE (1959) fiel auf, dass die meisten verkieselten Organismen im Callovien des Jura aus Quarzin, die verkieselten Teile der Grundmasse jedoch mehrheitlich aus Chalcedon bestehen. Bei meinen Schliffen tritt diese Verteilung in der Regel nicht auf, finden sich doch faserige Kieselaggregate, bei denen Quarzin- und Chalcedonlamellen direkt nebeneinander liegen. In den Fossilien der Altmannschichten und der Echinodermenbreccie dominiert allerdings oft der Quarzin.

Bei Grössen unter 5μ ist die Unterscheidung, ob es sich um faserigen oder um undulös auslöschenden Quarz handelt, nicht mehr möglich.

2.122 Detritischer Quarzsand

In den verschiedenen Schichtkomplexen tritt der Sand in verschiedenen Grössen und Formen sowie in unterschiedlichen Erhaltungszuständen auf. Die Grösse der Körner variiert zwischen 0,01 und 2 mm. Größere Körner treten vor allem an und direkt unter Zyklengrenzen (FICHTER 1934; BRÜCKNER 1937) auf. Nur in der südlichsten Fazies (Fläscherberg) bleibt der Durchmesser auch der größten Körner unter 0,05 mm. Die Rundung ist sehr unterschiedlich, sogar bei ähnlicher Korngrösse im gleichen Gestein. Die Skala von POWERS (1953, S. 117) wurde in den Dünnschliffbeschreibungen benutzt.

Fast alle Sandkörner löschen undulös aus. Sie zeigen in vielen Fällen eine Art Bestäubung und haben oft Einschlüsse (calcitgefüllte Spältchen).

Besonders im Kieselkalk weisen viele Körner an den Rändern Korrosionserscheinungen auf; die entfernten Teile wurden durch Calcit ersetzt.

Gelegentlich zeigen vereinzelte Sandkörner authigenes, idiomorphes Wachstum (S. 369). Figur 7 zeigt ein Korn, welches teilweise durch Calcit ersetzt ist, auf der andern Seite aber Spuren idiomorpher Neubildung zeigt.

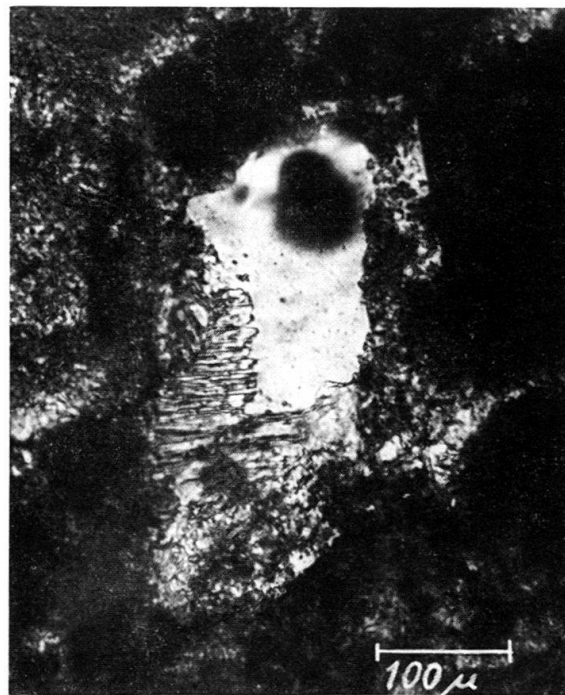


Fig. 7. Detritischer Quarz; rechts oben authigen weitergewachsen, links unten durch Calcit ersetzt. LM pol., DS 30/8u.

Korngrössenanalysen sind nur in Sandkalken und ähnlichen Gesteinen möglich, in welchen der authigene Quarz, der oft die Komponenten verkittet, nicht stört (S. 383). Die Herkunft des Detritus wird in den Kapiteln 4.12 und 4.2 behandelt.

2.123 Silexknollen und Silexlagen

Erscheinungsformen

Wir unterscheiden folgende Typen von Silex:

- I. Am häufigsten treten Silexknollen auf, die durchgehend gleichmässig verkieselt sind und sich scharf gegen das umgebende Gestein abheben. Seltener ist zusätzlich eine nur teilweise verkieselte Zwischenzone anzutreffen, die aber ebenfalls scharf begrenzt ist (7/34) (S. 363). Diese Knollen können bis 30cm gross sein.
- II. Knollen, die nur aus einer Schale von Silexmaterial bestehen. Diese findet man hauptsächlich in den Churfirten und im Alviergebiet. Gegen das Innere der Knollen stellt sich mit Übergängen wieder ein Gestein ein, welches dem gewöhnlichen Kieselkalk ähnlich sieht, aber meist etwas heller (grau) anwittert. Der Durchmesser kann bis 40cm betragen; bei Knollen unter 10cm Dicke ist die Erscheinung nie festgestellt worden.
- III. Bänder von Silex sind oft über mehrere Zehner von Metern schichtparallel verfolgbar. Ihre Mächtigkeit übersteigt selten 3cm ausnahmsweise aber können sie bis 10cm dick werden.
- IV. Etwas stärker als der normale, umgebende Kieselkalk verkieselte Knollen, die meist weniger als 1cm gross sind. Gelegentlich trennt eine stylolithartige Anreicherung von Pyrit und Tonmineralien sie vom Rest des Gesteines, meist aber gehen sie allmählich in dieses über.

Ausbildung

Die Typen I–IV zeigen im DS dasselbe Bild. Es handelt sich meist um undulös auslöschende, stark ineinander verzahnte Quarzkristalle. Bei vielen Kristallen kann man noch eine ehemalige Faserstruktur vermuten, was einen Hinweis auf den Übergang von Chalcedon (oder Quarzin) zu Quarz ergeben würde. Mit geringer Vergrösserung zeigt sich ein mosaikartiges Bild. Charakteristisch sind die vielen Verunreinigungen. Neben euhedralem Calcit treten vor allem Pyrit und Glaukonit auf, wobei die zwei letzteren oft eng beieinander vorkommen.

Vorkommen

Tafel II gibt eine Übersicht der Silexvorkommen im untersuchten Schichtverband. Sie zeigt, dass alle Formationsglieder des Helvetischen Kieselkalkes silexführend sein können. In der Nordfazies dominieren im oberen Kieselkalk grosse Knollen vom Typ I, während der Typ II zusammen mit Typ I in den Churfirten und am Alvier im gesamten silexhaltigen Teil des Helvetischen Kieselkalkes auftreten können. Der Typ III tritt meist dort auf, wo wir auch viele schichtparallele Knollen vom Typ I finden. Die Bänder sind immer schichtparallel. Meist finden sich Silex an Bankgrenzen, doch können einzelne Knollen oft auch innerhalb kompakter Bänke vorkommen (z. B. 19/57).

Beschreibung eines Silex

Schliff und Handstück 7/34

Oberer Kieselkalk der Helvetischen Kieselkalk-Formation.
Steinbruch Starkenbach

Markoskopisch: beige anwitternde, graue, dichte Knolle mit etwa 4 mm dicker Schale. Ragt aus dem umgebenden Gestein durch ungleiche Verwitterung heraus.

Bruch: Innere Zone: glatt, splittrig; umgebender Kieselkalk: feinspätig.

Chemisch: Aus der chemischen Analyse (Tab.3) wurde auf Mineralien umgerechnet. Die Methode wird auf Seite 385 im Anschluss an Tabelle 3 beschrieben.

	Kieselkalk 7/34A	Schale 7/34M	Kern 7/34I
Detritischer Quarz	2	2	2
Authigener Quarz	19,8	55,6	87,7
Calcit	73,9	38,7	7,0
Schichtsilikate	3,4	3,0	2,5
Rest	0,5	0,4	0,8

Angaben in Gewichtsprozenten.

Der Rest besteht zum grössten Teil aus Pyrit und Phosphorit.

Die Analyse zeigt deutlich den Übergang von Kieselkalk über kalkigen Silex (Randzone) in Silex.

Mikroskopisch: Der DS ist so gelegt, dass die drei Zonen ausgeschieden werden können.

- I. Gewöhnlicher Kieselkalk mit relativ wenig authigenem Quarz (19,8%).
- II. Mit scharfer, stylolithartiger Grenze setzt eine Mischzone ein, bestehend aus Calcit und authigenem Quarz (mikrokristalliner Quarz und wenig Chalcedon). Der Calcit ist z.T. mikritisch (Grundmasse), z.T. besteht er aus Fossildetritus (vor allem Echinodermen); daneben enthält die Schale auch euhedralen Calcit, der erst nach der Verkieselung gebildet wurde.
- III. Der zentrale Teil des Knauers besteht fast gänzlich aus mikrokristallinem, undulös auslöschendem Quarz und fraglichem Chalcedon. Der Calcit liegt als Spaltenfüllung oder als euhedrale Neubildung vor. Schichtsilikate sind nur in geringer Menge (meist Glaukonit) vorhanden. Von den Fossiltrümmern können nur noch einzelne Spongiennadeln mit Sicherheit nachgewiesen werden, wobei die meisten nur noch phantomartig zu sehen sind. Daneben fand ich auch eine Nadel, die zu Calcit umgewandelt worden ist, ihr Zentralkanal aber wurde verkieselt. Diese Erscheinung finden wir auch gelegentlich im Kieselkalk (Fig.9). Die Entstehung muss ähnlich vor sich gegangen sein wie auf dem in Figur 22 dargestellten Beispiel.

Im eigentlichen Silex finden wir eine weitere interessante Form (Fig.8). Aus einer bräunlichen Knolle wächst ein fächerförmiges Gebilde, das eine Art Anwachsstreifen zeigt. J. NEHER (mündl. Mitteilung) glaubt, dass es sich um Abbauprodukte von Mikroorganismen handelt. Die dunkleren Streifen würden Zonen stärkerer Aktivität (?verstärkte Flüssigkeitszufuhr?) darstellen. Im polarisierten Licht zeigt sich, dass an den Quarzkristallen keine Veränderung durch diese Form hervorgerufen wird, dass also keine Umkristallisierung vorliegt.

Innerhalb der Silexknolle finden wir verschiedene Spaltrisse:

1. etwa 0,5–1 mm breit, mit Calcit (Sparit) ausgefüllt. Keine scharfe Begrenzung, lokale, spätere Verkieselung.
2. etwa 0,2 mm breit; mit Quarz ausgefüllt, z.T. in schönen, fast idiomorphen Kristallen (Fig.10). Im Durchschnitt ist die Kristallgrösse (50–150 μ) höher gelegen als diejenige im restlichen Silex (25–100 μ). Im polarisierten Licht erscheint dieser «Spaltenquarz» viel sauberer als der Quarz des Silex. Im unpolarisierten Licht zeigen sich die Spalten als helle Streifen in der leicht bräunlichen Umgebung. Die Begrenzung ist ebenfalls unscharf.
3. 25–100 μ breite Spalten, die detritische Quarzkörner durchschlagen, von Calcit ausgefüllt sind und scharfe Grenzen haben.
4. Feinste Risse (etwa 5 μ), calcit ausgefüllt, scharf begrenzt.

Die Zahlen 1–4 sagen nichts über die genetische Abfolge aus.

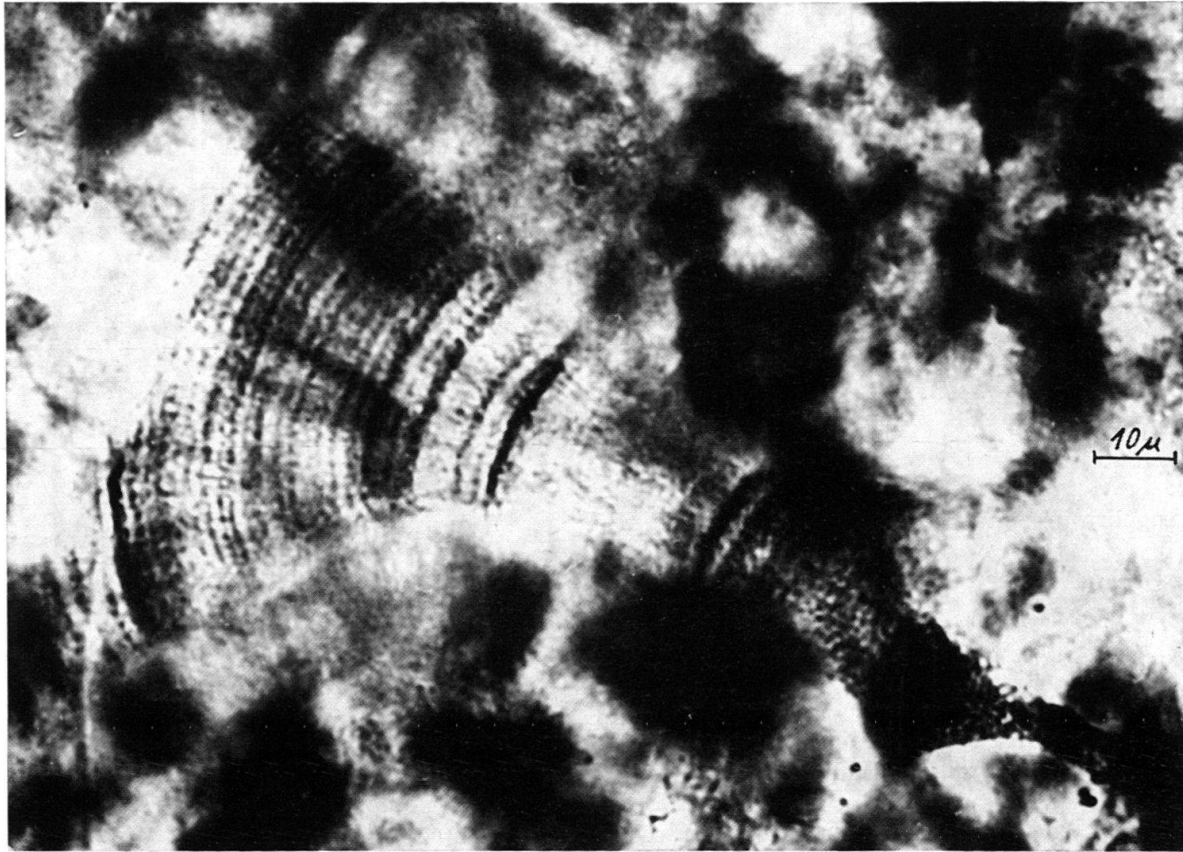


Fig. 8. Von Mikroorganismen geschaffene Form in Silex. LM, DS 7/34.

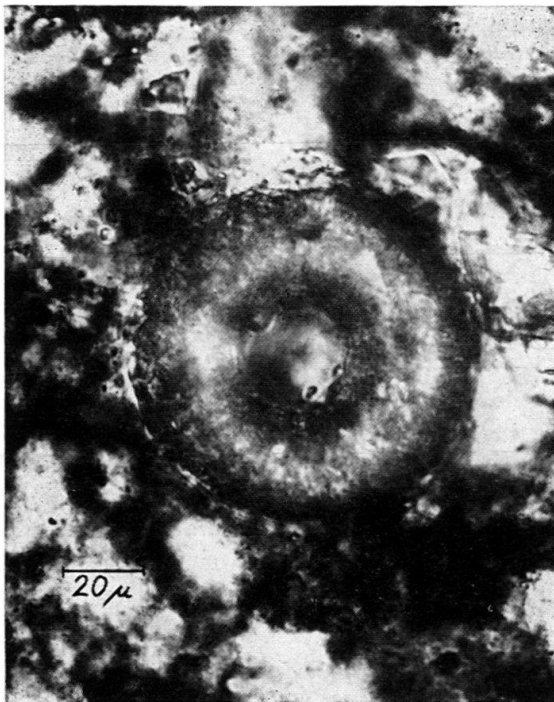


Fig. 9. Calcitisierte Spongiennadel in Silex mit kieseligem Zentralkanal. LM pol., DS 7/34.



Fig. 10. Idiomorpher Quarz in quarzerfülltem Gang (Typ 2) eines Silex. LM, DS 7/34.

Entstehung

Das vorangegangene Kapitel zeigt, dass sich bei der Bildung ein mehrfacher Wechsel von Silifizierung und Calcifizierung des Sedimentes ereignet haben muss. Etwas Ähnliches hat CAYEUX (1926) bereits vermutet und WALKER (1962) beschrieben.

Die Bildung des eigentlichen Silex scheint nach der Sedimentation stattgefunden zu haben; d.h. der Silex ist nicht als fertig gebildete Gelknolle zu Boden gesunken. Wir finden nämlich im Silex Bestandteile oder Phantome von Komponenten, wie sie im umgebenden Kieselkalk vorkommen (Detrit, Quarzsand, Echinodermentrümmer, Spongiennadeln). Somit hätte die Kieselsäure sekundär den ursprünglichen Calcit verdrängt. Dabei müssen Tonminerale gegen aussen gedrängt worden sein, da

1. Der Gehalt an Schichtsilikaten im Silex geringer ist als im Kieselkalk, und
2. Tonminerale zusammen mit Pyrit eine stylolithartige äussere Begrenzung des Silex bilden.

Folgende Beobachtung führt zur Vermutung, dass einzelne Silex auf Kondensationserscheinungen im Sediment zurückzuführen sind: Figur 11 zeigt einen kalkigen Silex, dessen Grenze gegen den Kieselkalk durch eine starke Häufung von detritischem Quarz gebildet wird. Vielleicht handelt es sich um eine Entkalkung der Umgebung nach der Bildung des Kieselgels.

Die Silexknollen vom Typ II (Silexschalen mit calcitischem Kern) könnten am ehesten durch sekundäre Entkieselung entstanden sein. Ein Wachstum des Silex von aussen ist unwahrscheinlich, kann aber nirgends sicher widerlegt werden.

Ob die kieselig ausgefüllten Spaltrisse (2) oder die calcitischen (1) zuerst entstanden und auskristallisiert sind, kann im DS nicht entschieden werden; es steht also nicht fest, ob zuerst eine neue Mobilisierung der Kieselsäure stattgefunden oder ob sich dazwischen eine Phase der Calcitisierung eingeschaltet hatte. Sicher ist, dass die Risse (3) jünger sind und ihrerseits von den noch jüngeren feinsten Rissen (4) durchschlagen werden.

Die Spalten des Typs (1) sind vielleicht noch im erst halbverfestigten Zustand entstanden, da ihre Grenzen sehr unscharf sind; dies wäre auch ein Hinweis, dass sie vor den etwas weniger unscharf begrenzten kieselerfüllten Rissen (2) entstanden sein könnten. Eine definitive Entscheidung ist aber nicht möglich.

2.124 Silifizierte Fossilreste und Grundmasse

Besonders in mergeligen Horizonten (Altmannschichten) und in Echinodermenspatkalken, weniger im eigentlichen Kieselkalk, trifft man Teile von Fossiltrümmern, die durch faserigen Quarz (Quarzin oder Chalcedon) ersetzt sind. Die Verkieselung erfolgt immer von innen nach aussen oder als Aneinandergliederung von Sphärolithen. Wie bereits erwähnt, kann die Feststellung STÄUBLES (1959, S. 160) nicht generalisiert werden. In Echinodermenspatkalken, in denen die Grundmasse nicht verkieselt ist, darf es als Regel gelten, dass die verkieselten Teile der Organismen aus Quarzin bestehen (z. B. Pl 19). Im DS (14/10) dagegen bestehen sowohl die verkieselte Grundmasse als auch die verkieselten Pellets aus Quarzin. Im Schliff 55/15₁₂ finden wir in der Grundmasse Chalcedon und Quarzin, daneben Fossilreste (Spongiennadeln) aus Chalcedon.

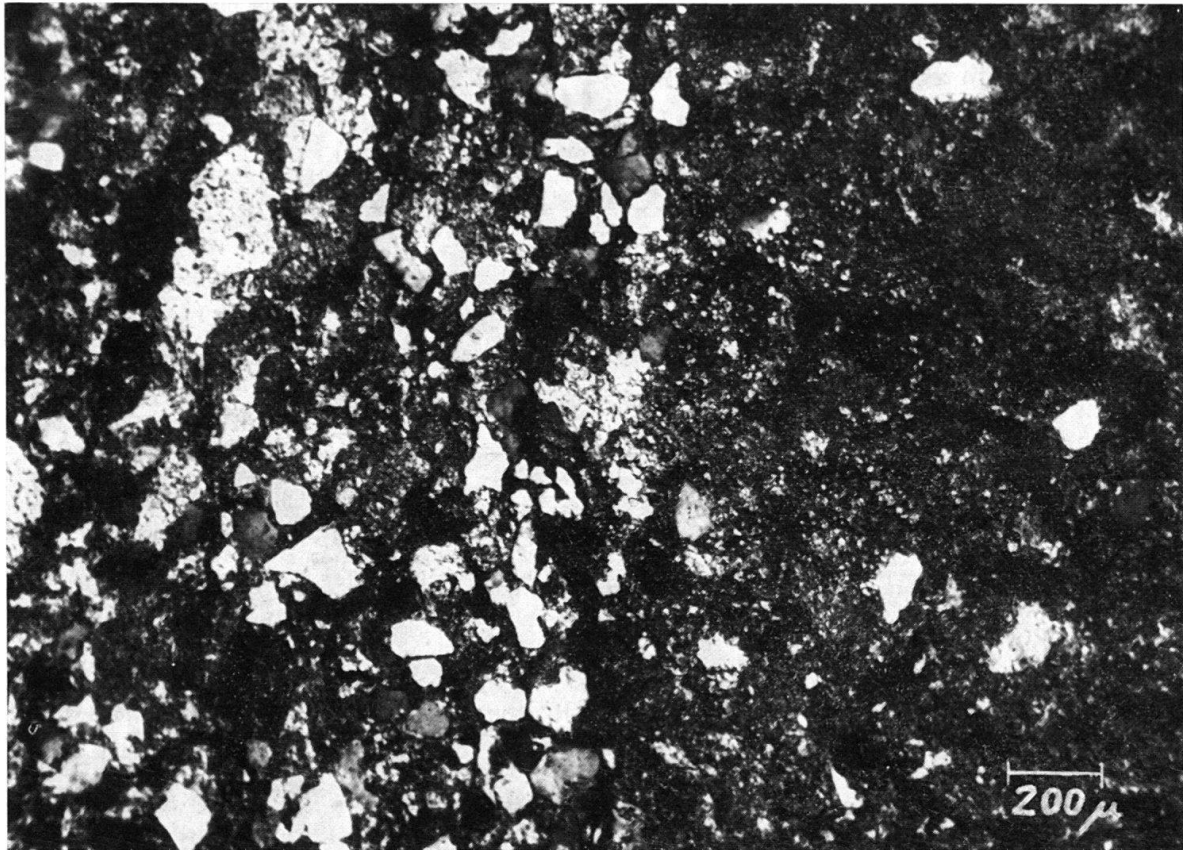


Fig. 11. Grenze Kieselkalk (links), Silex Typ IV (rechts) mit Häufung von detritischem Quarz links an der Grenze. LM pol., DS 7/9.

Die Spongiennadeln des Schliffes 25/310, die übrigens immer einen calcitischen Kanal haben, bestehen aus einem mosaikartigen, undulös auslöschenden Quarz, bei welchem keine Fasern mehr festgestellt werden können. Daneben liegen aber Bryozentrümmer, die alle durch Quarzin verkieselt sind. Der «Mosaikquarz» könnte somit einen Übergang von Chaledon-Quarzin zu Quarz darstellen.

NEWELL et al. (1953, S. 172) stellten eine gewisse Abfolge in der Anfälligkeit karbonatischer Organismenreste gegenüber Verkieselungen fest. Zuerst würden dabei Bryozoen, Korallen und punktate Brachiopoden verkieselt, später Mollusken und dann erst die Echinodermentrümmer. Diese Theorie wird durch meine Schliffe z. B. aus dem Typusprofil des Helvetischen Kieselkalkes (P/21) nicht bestätigt, indem dort die recht häufigen Bryozoenreste nicht silifiziert sind, während Molluskenschalen und sogar Teile von Echinodermentrümmern als Quarzin vorliegen.

2.125 In der Grundmasse feinverteilter Quarz

Sichtbar wird dieses feine Quarzskelett von bloßem Auge am besten beim Anätzen mit verdünnter Salzsäure als weisslicher Belag. Besonders schön kann es aber im Binokular oder auf elektronenmikroskopischen Aufnahmen beobachtet werden. Dabei zeigen sich im oft unregelmäßig erscheinenden Skelett Stellen, bei denen die Hohlräume geordnet erscheinen (z. B. Kreise oder Ovale, Fig. 12–15). Hier handelt es sich wohl meist um weggelöste Fossiltrümmer oder Karbonatsandkörner, die zur Zeit der Aus-

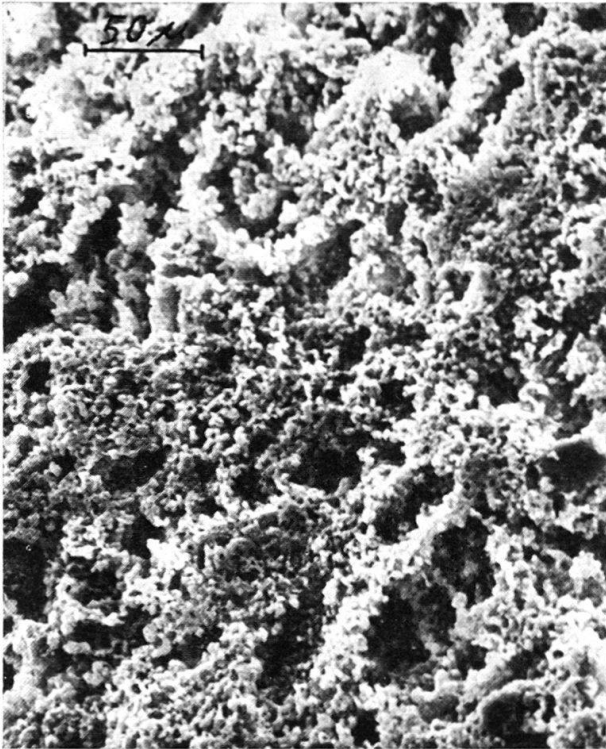


Fig. 12

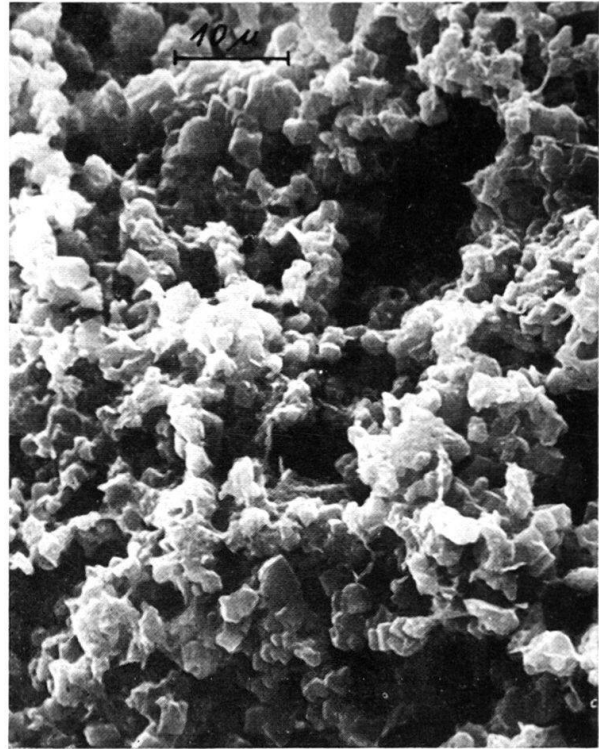


Fig. 13

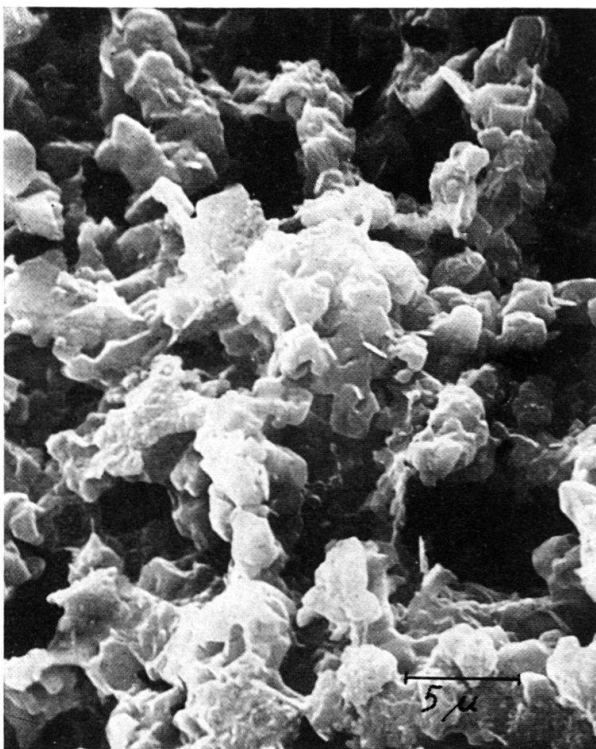


Fig. 14

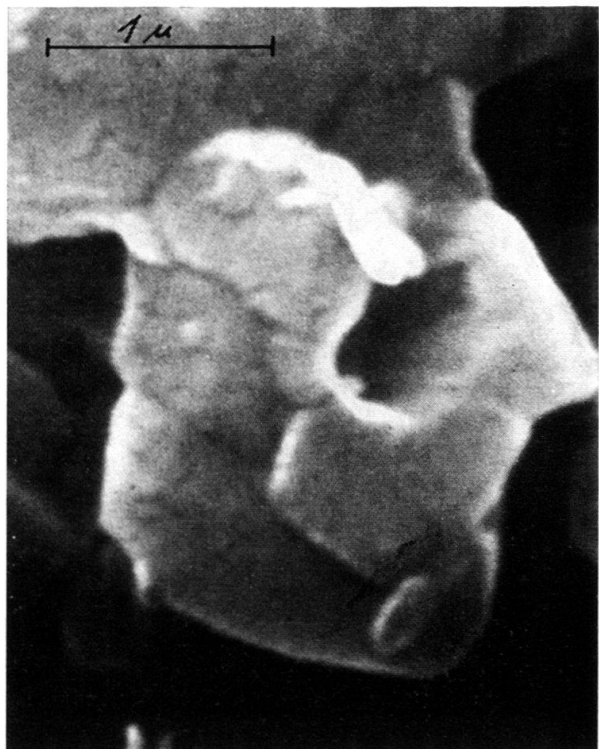


Fig. 15

Fig. 12–15. Stereoscan-EM-Aufnahmen eines angeätzten Stückes von Kieselkalk in verschiedener Vergrößerung. Probe 24/6.

fällung dieses feinen Quarzes noch als Detritus lose im Sediment lagen. Der authigene Kiesel wäre also hier nur in die Porenräume eingedrungen und hätte noch keine karbonatischen Komponenten ersetzt.

Die Serie von Aufnahmen mit dem Scanning-Elektronenmikroskop (Fig. 12–15) zeigt gut die Ausbildung der Quarzkriställchen, welche das schwammartige Kieselgerüst im Kieselkalk bilden. Der Quarz wurde röntgenograpisch nachgewiesen.

Die grösse der Kristalle schwankt, wie auch die Abbildungen zeigen, zwischen 0,5 und 5 μ . Da im normalen DS diese Quarzpartikel nicht sichtbar sind, wurde in vielen Schliffen der Calcit teilweise weggelöst (Fig. 16).

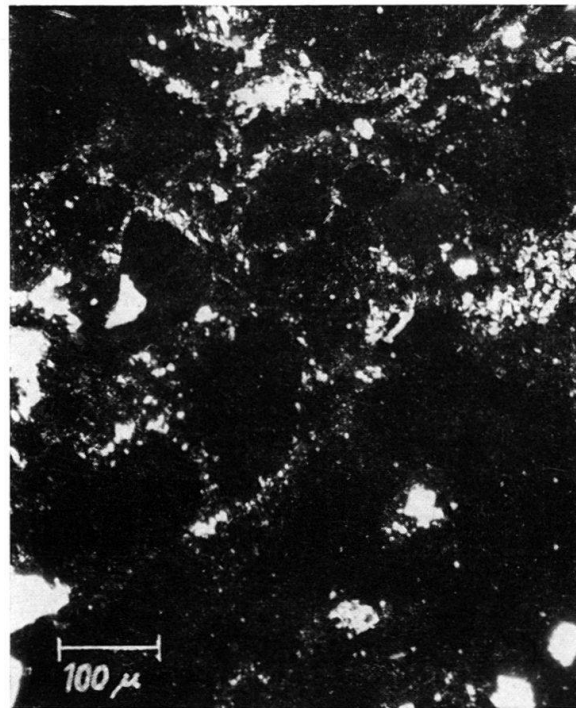


Fig. 16. Feinstverteilter, authigener Quarz in angeätztem Kieselkalk. LM pol., DS 7/7.

Nur auf Umwegen ist es möglich, den Gehalt dieser authigenen Kieselsäure im Gestein festzustellen. Da im Kieselkalk meist keine andere Art authigenen Quarzes auftritt, musste vom Gesamt-SiO₂, nach Berechnung der Schichtsilikate, der Anteil an detritischem Quarz subtrahiert werden, um den authigenen, feinverteilten Quarzanteil zu erhalten. Natürlich wurden zur Bestimmung Stücke gewählt, die keine Silexknollen enthielten. Interessant für die Bildungsbedingungen ist ein Versuch von SHARMA (1968). Er liess künstliches Meerwasser durch ein künstliches Sediment fließen (in 10 Tagen 35 ml/cm²). Das Sediment bestand neben verschiedenen Karbonatschichten auch aus detritischem Quarz und Tonlagen. Nach zehn Tagen zeigten sich in DS neben karbonatischen Neubildungen auch um die Quarzkörner feine Quarzkristalle, deren Entstehung allerdings nicht näher erläutert wird. Vor allem die Herkunft des SiO₂ ist ungeklärt (im einfließenden Wasser nur 1 ppm). Der grösste Teil muss also durch Lösung an Tonmineralien ins Wasser gelangt sein.

Die erwähnte Durchflussmenge entspricht nach EMERY und RITTENBERG (1952, S. 755) einer Sedimentbedeckung von etwa 45 cm. Der Druck entspricht einer Wassertiefe von ungefähr 70 m (90 psi).

Beim Kieselkalk kommen als Hauptlieferanten für Kieselsäure nur die Spongienadeln in Frage. Ob auch Lösungen an detritischem Quarz oder an Tonmineralien Quellen für den authigenen Quarz bilden, ist nicht geklärt. Die meist korrodierten Sandkörner dürften aber einen Hinweis in dieser Richtung geben.

Die Bildungsbedingungen werden in Kapitel 7.2 behandelt.

2.126 Authigene Quarzkörner, mit oder ohne detritische Kerne

Im Gegensatz zu den detritischen Quarzkörnern im Kieselkalk, welche meist leicht korrodiert sind, finden wir oft in den Pygurussschichten authigen weitergewachsene Sandkörner. Der Umgebende, meist mikrokristalline Calcit wird verdrängt, und es bilden sich aus den gerundeten Körnern idiomorphe Kristalle, in denen man fast immer das ursprüngliche Quarzkorn noch feststellen kann.

Besonders schöne Beispiele finden sich in den DS 14/1, 10/1 und 30/8u (Fig. 7). Meist ist neben dem ursprünglichen Sandkorn nur noch der äussere, kristallographisch begrenzte Rand ganz verkieselt, zwischen Korn und Rand liegt eine Mischung von Calcit (mikritisch) und authigenem Quarz. Teilweise haben Calcitlamellen sekundär den Quarz wieder verdrängt.

Authigene, idiomorphe Quarzkriställchen finden wir in den Drusbergschichten bis 0,1 mm Länge (Paratypusprofil 20/28). Dort können sie regional sogar die Untergrenze der Drusbergschichten definieren (LIENERT 1965, S. 24), während dieses Kriterium bereits am Altmannssattel nicht mehr zutrifft, denn dort kommen solche Kriställchen, wenn auch in geringerer Menge, bereits in Schicht 13 (FUNK 1969) (oberste Altmannsschichten) vor. Zweispitzige authigene Quarzkriställchen beschreibt ALB. HEIM (1905) aus Mergeln des Valanginian (heute Öhrlimergel), und U. BRIEGEL (mündl. Mitteilung) beobachtete solche in den Drusbergschichten am Alvier.

2.13 Schichtsilikate

2.131 Glaukonit

Glaukonit wird hier nach BURST (1958 a, b) als morphologischer Begriff verwendet. Er trennte das Mineral Glaukonit nach röntgenographischen Methoden von den übrigen glaukonitartigen Mineralien ab.

Vorkommen und Morphologie

Der Glaukonit kommt in fast allen Gesteinstypen meines Gebietes vor, wenn auch oft nur in sehr geringen Mengen. Gänzlich fehlt er nur im Unteren Kieselkalk der südlichsten Faziesgebiete, aber auch dort kommen sporadisch glaukonithaltige Zonen oder Horizonte vor. Besonders angereichert ist der Glaukonit in den Lidernen- und den Altmannsschichten sowie in der Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Meist tritt er in ovalen oder runden Knöllchen auf; daneben findet man Glaukonit oft auch in Hohlräumen von Fossilien, vor allem von Echinodermentrümmern und Foraminiferen. Infolge der engen Verkittung des Materials durch authigenen Quarz ist ein sauberes Trennen der Körner aus dem Gestein nicht möglich. Auch eine 24stündige Behandlung mit Ultraschall führte nicht zum Ziel.

Säuren und Wärme-Kälte-Behandlungen würden den Glaukonit zerstören. Mit schwacher Salzsäure (10%) ist manchmal eine Trennung möglich, was aber dann für die Röntgenanalyse unbefriedigende Resultate ergibt (S. 373). Das DS-Bild eignet sich zur Untersuchung der Form daher am besten. Meist sind es gerundete Körner mit Einschnürungen oder Einrissen, die konvexe Ränder aufweisen (GYGI 1969). Dabei dürfte es sich wohl meistens um glaukonitisierte Ausscheidungen von Organismen (Echini- den?) handeln (TAKAHASHI 1939). Die Farbe ist sehr unterschiedlich. Die gelblichgrünen Töne sind wohl auf Oxydation zurückzuführen. Die weisslichgrünen Körner unterscheiden sich, wie die Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten (S. 372), chemisch nicht von den intensiv grünen. Vielleicht spielt ein grösserer Wassergehalt eine Rolle. (Die Beispiele stammen allerdings nur aus einer Probe und sind somit wenig beweiskräftig.) Die oft erwähnte Theorie, dass die Grösse der Glaukonite mit jener der detritischen Quarze übereinstimmt (HEIM 1924; HUMMEL 1922, S. 51), muss in dieser allgemeinen Form abgelehnt werden, was Figur 17 beweist. Glaukonit erreicht allerdings höchst selten Grössen über 1,2 mm. Im eigentlichen Kieselkalk sind die Glaukonitkörner klein (0,01–0,2 mm) und relativ selten (0,1–5%). Wo der prozentuale Anteil steigt, nimmt meist auch die Korngrösse zu.

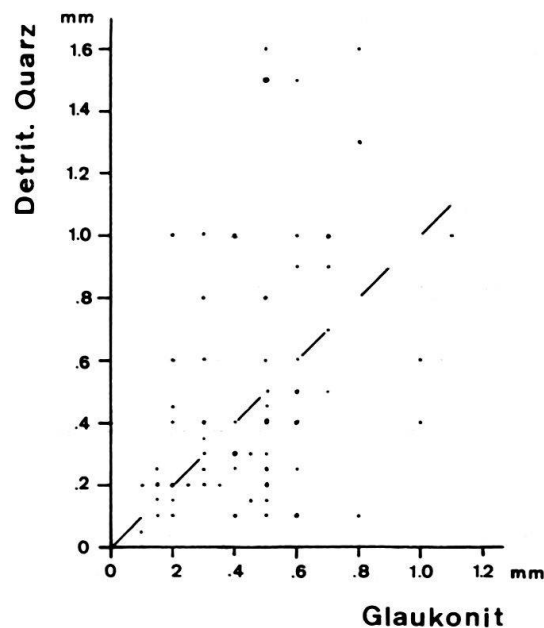


Fig. 17. Verhältnis der Korngrössen von detritischem Quarz und Glaukonit in Handstücken mit $> 3\%$ Glaukonit der Profile 1–4, 14, 23, 27.

Entstehung

CLOUD (1955) untersuchte die physikalischen Grenzbedingungen der Glaukonitbildung. Als einer der wichtigsten Faktoren wird dabei das Vorhandensein von Organismenresten erwähnt. Der Zerfall des organischen Materials führt zu reduzierenden Bedingungen, die der Glaukonitbildung förderlich sind. Allerdings sind mit Trümmern von Korallen und Algen selten glaukonitreiche Sedimente gefunden worden, da in seichten, relativ turbulenten Gewässern kein reduzierendes Milieu aufgebaut werden kann.

Weitere physikalische Limiten sind, nach CLOUD, nicht allzu hohe Temperatur und normale Salinität. Rezent wird der Glaukonit in Tiefen zwischen 10 und 2000 m gefunden, doch liegt das Bildungsmaximum bei 20 bis 800 m. Wichtig ist auch eine geringe Wasserbewegung (siehe oben) und eine geringe Sedimentationrate. Während die zweite Bedingung bei uns meist erfüllt ist (viel Glaukonit in der Nähe von Kondensationszonen), so scheint die geringe Wasserbewegung etwas problematisch zu sein, kommen doch oft grosse detritische Quarzkörner zusammen mit Glaukonit vor. Vielleicht ist dies aber ein Effekt der Aufarbeitung.

Sicher authigener Entstehung ist der Glaukonit in Fossiltrümmern, wo er ehemals durch organisches Material eingenommene Hohlräume ausfüllt. In einer grobquantitativ durchgeführten Untersuchung mit der Mikrosonde konnte am grünen Mineral, welches die Hohlräume eines Echinodermenbruchstückes erfüllt, 7% Kalium nachgewiesen werden; es dürfte sich also effektiv um Glaukonit handeln. Vielleicht hat feiner, eingeschwemmter Ton zusammen mit dem zerfallenden organischen Material diesen Glaukonit geschaffen. Wenig Anhaltspunkte liegen für die Umwandlung aus Biotit vor (GALLIHER 1939), denn nirgends hat es neben dem Glaukonit auch Biotit (GYGI 1969). Eine Umwandlung sämtlichen Biotits zu Glaukonit bleibt als Möglichkeit bestehen; allerdings wäre die Herkunft detritischen Biotits ein ungelöstes Problem, besonders in der Grösse, in welcher heute Glaukonit vorliegt.

Die Feststellung, ob gewisse Glaukonitkörner detritischen Ursprungs sind (nach LIGHT 1952), ist anhand des schwer präparierbaren Materials äusserst schwierig. Einige Körner (z. B. DS 7/14u) sehen in ihrer Form oft detritischen Quarzkörnern ähnlich, dazwischen findet sich aber immer wieder schlierig verteilter, porenfüllender, sicher authigener Glaukonit.

Ein gewisser Transport darf wohl für gewisse Körner (z. B. P/17u mit dunklem Rand, gut gerundet) angenommen werden, aber gross kann er angesichts des grossen spezifischen Gewichtes und der geringen Härte nicht gewesen sein.

Die Aussage von LIGHT erstaunt, dass kantige Glaukonitkörner detritischen, runde dagegen authigenen Ursprungs sein sollen. Glaukonit dürfte sich, auch bei geringem Transport, abrunden. Die etwas kantigeren Formen könnten vielleicht durch Glaukonitisierung von organogenem Detritus entstanden sein, der in situ zerfiel.

Untersuchungen mit der Mikrosonde

Für die Untersuchungen galten folgende Daten:

Elektronenstrahl:	25 kV		
	0,03 μ A		
	$\varnothing$ 1 μ		
Standards:	Für K	Adular	F-5
	Für Fe	Fe-S	Arnold A
	Für Mg	MgO	rein
	Für Si und Al	Albit	F-1
	Für Ca	Anorthitglas	F-3

Umgerechnet wurde auf Metalloxide, wobei das gesamte Eisen vom Rechenprogramm auf Fe_2O_3 berechnet wurde. Die Konzentrationen sind korrigiert für Totzeit, Drift, Background, Absorption und Fluoreszenz. Drei Proben mit je zwei grünen Mineralien

aus dem Typusprofil des Helvetischen Kieselkalkes wurden untersucht. Dabei zeigte sich, dass es sich bei einer Probe sicher nicht um Glaukonit handelt, da kein Kalium enthalten ist. Es handelt sich um Probe P/18u, welche bei den Röntgenuntersuchungen nochmals behandelt wird.

Die beiden andern Proben ergaben die in Tabelle 2 aufgeführten Resultate:

Tabelle 2. Mikrosondenanalysen der Proben P/16 und P/4.

	K ₂ O	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃
P/16						
210	8,5	19,6	4,7	54,3	0,6	10,4
220	8,5	20,0	5,0	57,1	0,6	10,5
211	8,0	19,8	4,9	34,9	21,3	7,2
221	6,8	18,5	4,4	28,6	22,6	6,0
P/4						
310	7,1	6,7	5,8	59,7	1,1	16,7
320	6,9	12,4	5,9	63,1	1,1	16,6
311	7,0	6,7	6,0	56,8	7,0	15,2
321	7,0	8,5	6,0	55,1	7,4	14,5

Das Korn 21 (P/16) ist weisslichgrün, während das Korn 22 im Anschliff intensivgrüne Farbe zeigt. Bei der Analyse ergeben sich aber keine massgebenden Unterschiede. Die Beispiele 211 und 221 sind ausgewählte Ausschnitte, die Einschlüsse im Glaukonitkorn darstellen. Da der CaO-Anteil stark zugenommen hat, dürfte es sich um glaukocalcitartige Einschlüsse handeln. Glaukocalcit (HEIM 1916) kommt in diesem Gestein sehr häufig vor.

Bei den Mustern 311 und 321 zeigen sich wieder calcitische Einschlüsse. Der relativ hohe Eisengehalt in Probe 320 ist auf einen Pyriteinschluss zurückzuführen. Glaukonit mit schönen Pyritkristalleinschlüssen hat bereits HUMMEL (1922) beschrieben und dabei auf relativ späte Bildung des Pyrit geschlossen (reduzierende Bedingungen bei beginnender Diagenese), während der Glaukonit sich an der Sedimentoberfläche bei langsamer Sedimentation eher unter oxydierenden Verhältnissen gebildet hätte.

Auffallend ist an den beiden Proben 2 und 3 der unterschiedliche Gehalt an Fe und Al. Möglicherweise können die beiden Elemente sich ersetzen. Trotzdem lassen sich die Analysen leicht mit jenen von TAKAHASHI (1939) und BURST (1958b) des Minerals Glaukonit vergleichen. Etwas verschieden sind sie von den Analysen von BENTOR und KASTNER (1965). Vor allem der höhere SiO₂- und der geringere Fe-Gehalt fällt auf. Erstaunlich ist auch der hohe K₂O-Anteil im leicht mergeligen Glaukonit (P/16) und der geringere im kalkigen Muster (P/4). Wenn nach BENTOR und KASTNER der K₂O-Gehalt ein Indikator für die Reinheit des Glaukonits ist, kann ihre Behauptung (S. 163, Tab. 8) einer Abhängigkeit der Reinheit des Glaukonits vom Tongehalt des Gesteins nicht allgemein gültig sein. Allerdings sind auch diese zwei bzw. vier Kornanalysen etwas wenig, um gültige Schlüsse ziehen zu können.

Untersuchungen im Röntgen-Diffraktometer

Neben einigen Gesamtgesteinsanalysen wurde auch versucht, Glaukonitkörner aus dem gebrochenen Gestein einzeln auszulesen und dann als Konzentrat zu röntgen. Bei dieser «hand-pick»-Methode blieb aber immer noch viel zusätzliches Material mit den Körnern verklebt. Die beste Trennung wurde durch Auflösen in 10prozentiger kalter Salzsäure erreicht. Dadurch verschwanden aber zwei wichtige Glaukonit-Peaks bei der Röntgenaufnahme, die auf dem «hand-pick»-Konzentrat derselben Probe noch vorhanden sind (vgl. Fig. 18, P/16 und P/16 HCl; Peaks bei 4,53 und 2,58 Å). Dies sind die Reflexe der Flächen 020 und 130,131,200. Versuche mit anderen Säuren würden vielleicht bessere Resultate liefern.

Die Figur 18 zeigt, dass wir das Mineral Glaukonit (BURST 1958b, ASTM 9.439) mit den Hauptpeaks $d = 10,1; 4,53; 3,33; 2,58$ nur in Probe P/16 finden. Der etwas breitere Peak bei 10,0 der Probe 44/32 dürfte von einem «disordered glauconite» (BURST 1958b) stammen; allerdings ist hier der Peak bei 4,53 nicht gegen 4,48 verschoben.

Untersuchungen mit dem Scanning-Elektronenmikroskop

Die Figuren 19 und 20 zeigen Vergrösserungen eines Glaukonitkorns der Probe P/16. Figur 20 zeigt ein mit verdünnter Salzsäure behandeltes Glaukonitkorn, während dasjenige in Figur 19 nicht angeätzt wurde. Die Blättchen haben Grössen von 0,05–1 μ . Sie scheinen durch die Behandlung mit HCl nicht stark verändert worden zu sein, lediglich der eng mit dem Glaukonit verknüpfte Calcit fehlt und hinterlässt Porenräume.

Glaukocalcit und Glaukodolomit

Zusammenvorkommen von Glaukonit und Calcit wurde von HEIM (1916) Glaukocalcit genannt. In meinen DS konnte auch ein sekundäres Eindringen von Dolomit in Glaukonitkörner beobachtet werden. Dabei fällt die völlig verschiedene Ausbildung bei Ersatz des Glaukonits durch Calcit oder Dolomit auf (Fig. 21). Wie diese unterschiedlichen Formen zustandekommen, ist noch ungeklärt. Problematisch ist auch, wohin die Elemente Al, Fe und K beim Ersetzen des Glaukonits durch die Karbonate abwandern. Bei Bildung der Glaukokarbonate im noch halbverfestigten Zustand ist der Wegtransport noch am ehesten erklärbar.

2.132 Chlorit

Ein Mineral aus der Familie der Chlorite konnte in einem Stück aus der Kieselkalk-Echinodermenbreccie (P/18u), ein weiteres in der Gesamtgesteinsanalyse (Röntgen-Diffraktometer) vom Alvier (59/11) festgestellt werden.

Die Probe (P/18u) wurde auch mit der Mikrosonde untersucht; es handelt dabei um ein grünes, glaukonitähnliches Mineral.

	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃
110	0,000	36,7	7,2	26,1	0,4	17,2
120	0,001	35,7	7,9	26,2	0,3	17,8

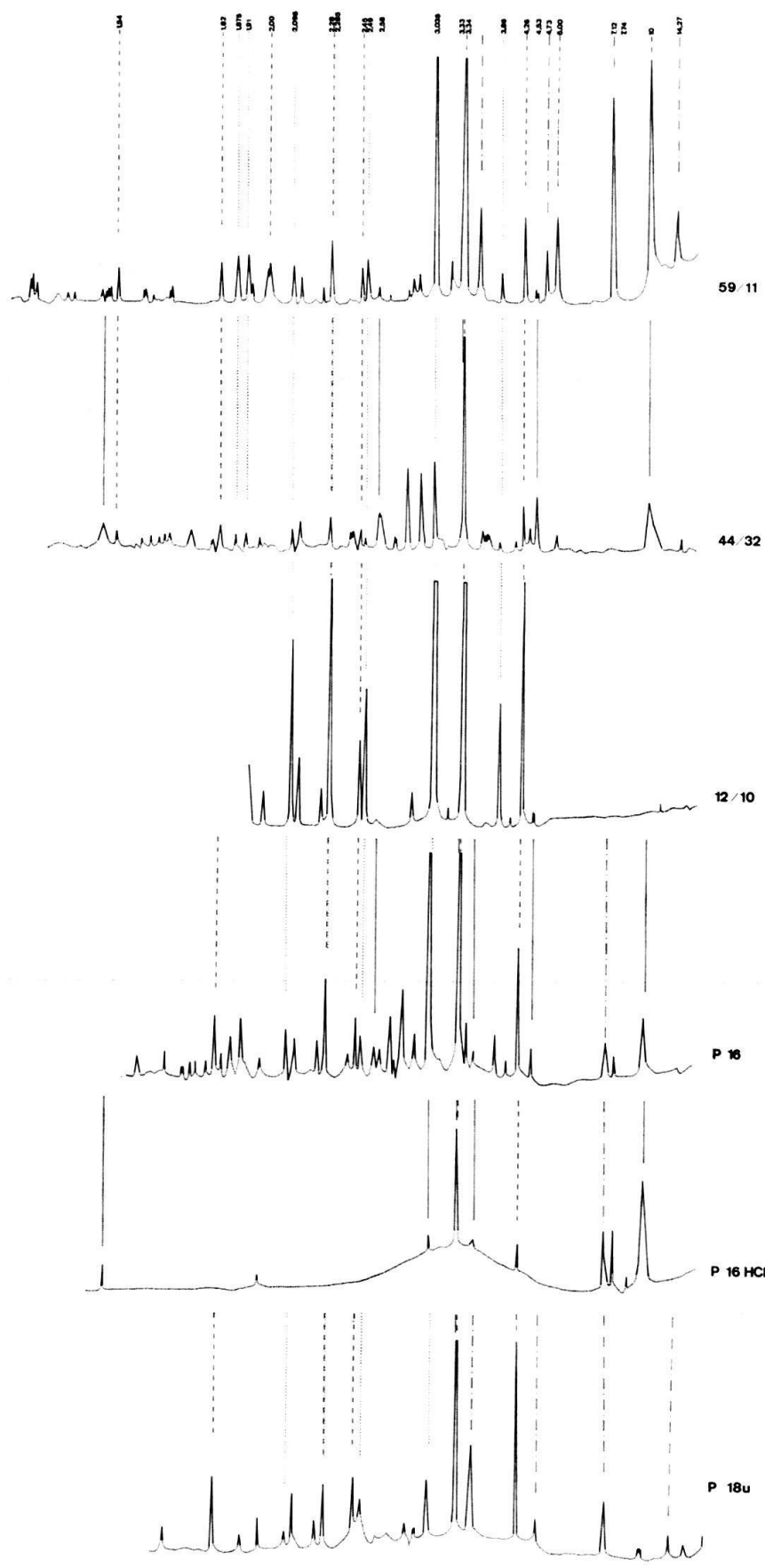


Fig. 18.
 Röntgendiffraktogramme
 von 3 Gesamtgesteinsana-
 lysen (oben) und 3 Mine-
 ralanalysen (unten).

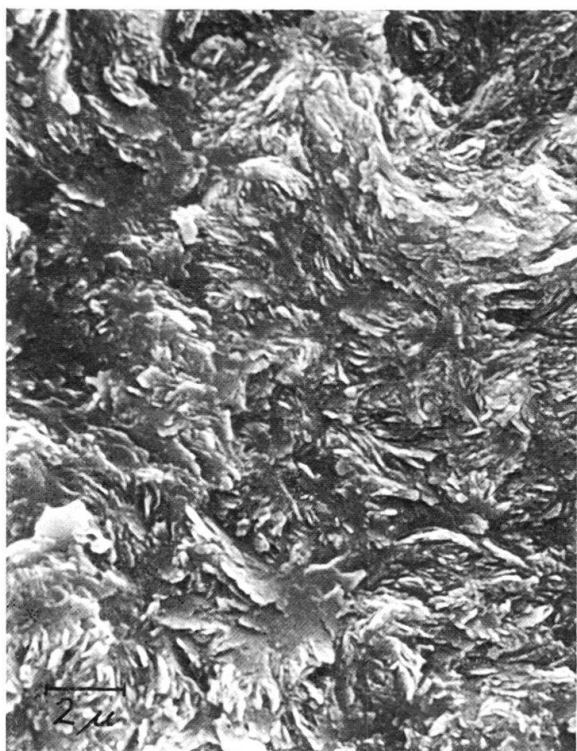


Fig. 19. Gebrochenes Glaukonitkorn. Stereoscan-EM, Probe P/16.

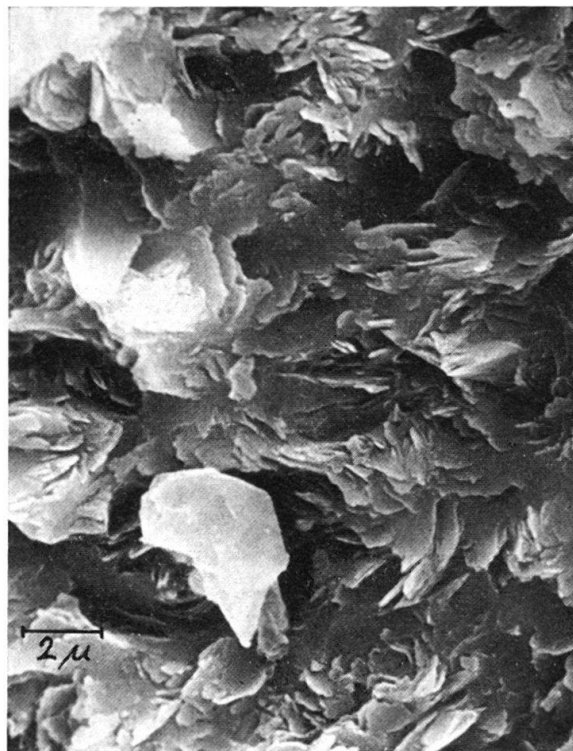


Fig. 20. Gebrochenes, angeätztes Glaukonitkorn. Stereoscan-EM, Probe P/16.

Die Linien der Diffraktometeraufnahmen dieses Minerals (Fig. 18) deuten auf Chamosit. Die Resultate der Mikrosonde stimmen recht gut mit den chemischen Analysen von DELALOYE (1966, S. 51) überein, wobei aber zu bedenken ist, dass das gesamte Eisen auf Fe_2O_3 umgerechnet worden ist, im Chamosit aber FeO den Hauptanteil bildet. Auffallend ist der hohe Anteil an MgO . Der Chlorit in der Probe 59/11 konnte im DS nicht entdeckt werden.

2.133 Helle Glimmer

Diese Gruppe konnte in der Probe 59/11 im Diffraktogramm des Gesamtgesteins entdeckt werden. Im DS 55/16 fand ich an jenen Stellen, an welchen der Calcit weggelöst worden war, Blättchen von 5 bis 30μ Länge, die Serizit sehr ähnlich sehen. Leider konnte nirgends ein Achsenbild den eindeutigen Beweis erbringen. Auch in Körnerpräparaten aus der Südfazies (z. B. 55/18) wurden helle Glimmer gefunden.

2.134 Tonmineralien

In fast allen Gesteinstypen konnten Tonmineralien in geringer Menge gefunden werden. Meist treten sie in feinen Schlieren im gesamten Gestein auf. Im Kieselkalk der Nordfazies und in den spätigen Kalken z. B. der Kieselkalk-Echinodermenbreccie sind sie oft in Stylolithen angereichert. Eine exakte Bestimmung des Tonanteils im Kieselkalk ist wegen der Unmöglichkeit einer Trennung von Ton und feinstem, authigenem Quarz ausgeschlossen. Nur aufgrund der chemischen Analyse (Al-Gehalt) kann bei Abwesenheit von Glaukonit der Anteil (zusammen mit Chlorit und Hellglimmern) überschlagsmässig berechnet werden.

Im Diffraktogramm des Gesamtgesteins sind deutliche Reflexe wegen des geringen Anteils an Tonmineralien nicht zu erwarten. Ausserdem kommt beim Illit z. B. noch die Überlagerung des Hauptreflexes durch Glaukonit hinzu (001 bei $d = 10,0$).

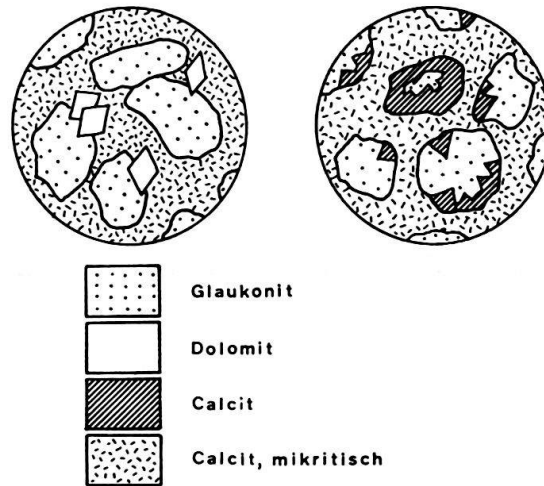


Fig. 21. Glaukodolomit (links) und Glaukocalcit (rechts).

2.14 Eisenverbindungen

2.141 Pyrit

Pyrit tritt am häufigsten zusammen mit Glaukonit auf. In den Mergeln der Altmannschichten finden sich oft pyritisierte, nicht mehr identifizierbare Fossilreste. Neben schönen, idiomorphen Kristallen in den verschiedensten Grössen (bis 0,1 mm) kommt er auch als Imprägnation in Hohlräumen von Echinodermentrümmern und in Spaltissen von detritischem Quarz (P/80) vor.

Viel Pyrit wird in oder direkt um Glaukonitkörner herum beobachtet. Er kommt in allen Gesteinen vor, aber meist nur in geringen Anteilen (bis 2,5 %). In glaukonitischen, organogenen Kalken kann der Anteil lokal bis etwa 10 % steigen.

Eine gute Zusammenfassung über die Bildungsbedingungen von Pyrit finden wir bei BERNER (1970). Die durchgeführten Versuche lieferten schöne Resultate, denen leider nur der Mangel anhaftet, dass sie bei erhöhter Temperatur ausgeführt wurden, um die Bildung zu beschleunigen. Dadurch mussten die effektiven Bedingungen im Sedimentationsmilieu (längere Entstehungsdauer bei niedriger Temperatur) extrapoliert werden. Leider wird diese «reasonable extrapolation» nicht näher erläutert.

Analysiert wurden speziell die anorganischen Vorgänge, aber BERNER weist auch auf die Möglichkeit der Mitwirkung organischer Substanzen oder biologischer Katalyse der anorganischen Vorgänge hin. Begrenzende Faktoren sind: Organischer Detritus, Sulfate und elementarer Schwefel. Eisen ist nur in sehr reinen, biogenen Kalken begrenzend, in Gesteinen also, wie sie bei uns z. B. in der Kieselkalk-Echinodermenbreccie vorliegen.

Nach BERNERS Untersuchungen im Long-Island-Sound (Conn.) ist die Bildung von Pyrit auf die obersten 10 cm Sediment beschränkt. Die weitere Zunahme wird durch Mangel an H_2S gestoppt (bakterielle Zersetzung der Sulfate fehlt). Sicher ist bei uns

der Pyrit nach dem Glaukonit gebildet worden, da er diesen oft ersetzt. Die Bildung braucht aber nicht wie im Long-Island-Sound frühdiagenetisch zu sein, da die Sedimente meist reich an organischem Benthos sind und zudem recht starke Strömungen wahrscheinlich den Aufbau eines reduzierenden Milieus verminderten.

2.142 Fe-Oxide

Die oft braune Anwitterungsfarbe des Kieselkalkes stammt von Fe-Oxiden, die durch die Verwitterung von Pyrit entstehen.

2.143 Fe-Hydroxide

Bei der Zersetzung von Glaukonit bildet sich oft Goethit. Ein schönes Beispiel finden wir im Silex des DS 55/137, in welchem die Glaukonitkörner gänzlich zu bräunlichgelbem Goethit umgewandelt worden sind. Die Körner werden von einem Kranz von Pyritkristallen umgeben.

2.15 Feldspat

Feldspäte findet man unter den detritischen Körnern äusserst selten. Nur einige, jeweils vereinzelte, stark zersetzte Stücke konnten in den DS entdeckt werden. Authigener Feldspat, wie er z. B. im Schrattenkalk und in den Drusbergschichten dieser Gegend häufig vorkommt (Mitt. von U. BRIEGEL), ist im Kieselkalk ebenfalls selten. LIE-NERT (1965) stellt in den Drusbergschichten ein Verhältnis von detritischem Quarz zu detritischem Feldspat von 10:1 fest.

2.16 Phosphorit

Phosphorit findet sich meist in Schichten mit viel organogenem Detritus (z. B. P/80, P/16, 12/5), während er in stark glaukonitischen Schichten mit viel detritischem Quarz, aber wenig organogenem Detritus fast vollständig fehlt (30/83). Im DS erscheint er meist bräunlich und gleicht in der Form oft Glaukoniten, ohne allerdings deren meist gute Rundung zu erreichen. Der Anteil im Gesamtgestein beträgt nur in Ausnahmefällen mehr als 2%. Bei gekreuzten Nicols bleibt Phosphorit dunkelbraun bis schwarz, wobei aber oft Verunreinigungen (z. B. Calciteinschlüsse) hellbraune Flecken bewirken können. Auch Pyrit kann als Einschluss auftreten.

2.17 Schwermineralien

Ungefähr 25 Schwermineralpräparate aus verschiedenen Schichten wurden untersucht. Die Auswahl der Proben erfolgte nicht systematisch. Folgende Feststellungen können getroffen werden: Die Schwermineralfraktion zeigt ein völlig normales Helvetikumspektrum mit Zirkon und Turmalin, welche in fast allen Proben gefunden wurden. Rutil ist meistens vorhanden, aber untergeordnet, selten nimmt er bis zu einem Drittel der Gesamtfraktion ein (28/7; 47/9; 59/8u). Granat findet sich in etwa der Hälfte aller Proben; eine Gesetzmässigkeit lässt sich aber nicht feststellen. Apatit kommt hie und da vor, fehlt aber in allen Proben von Profilen östlich der Linie Schäfer-Sichelchamm. Den grössten Anteil haben in den meisten Proben die opaken Schwermineralien.

2.18 Organische Substanzen

Für die dunkle, schwärzliche Färbung des Kieselkalkes dürften z. T. organische Substanzen verantwortlich sein. Oft ist nach dem Anschlagen des Gesteins ein «bituminöser» Geruch feststellbar. Ölhaltige Adern, wie sie von ARN. HEIM (1921, S. 300, in ALB. HEIM) und MEESMANN (1925) beschrieben worden sind, habe ich nicht gefunden. In Spuren konnten organische Substanzen durch Verfärbung (Hellerwerden) von Gesteinspulver und kleinen Gesteinsbrocken nach Erhitzen auf etwa 600°C festgestellt werden.

2.19 Alkalihornblende

Blaue Alkalihornblende, wie sie SCHINDLER (1959) aus den Lidernenschichten des Glärnisch beschrieben hat und die er auch in denselben Schichten der Axendecke am Urnersee (1969) wieder fand, konnte in meinen DS nirgends entdeckt werden.

2.2 Organogene Komponenten

Nur Echinodermentrümmer findet man als eigentliche Gesteinsbildner.

2.21 Foraminiferen

Foraminiferen treten in fast allen Horizonten des helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten auf, aber immer nur sehr vereinzelt. Der Anteil beträgt weniger als 1% der Organismentrümmer. Zur Hauptsache sind es Textulariden und Trochamminiden. Nur wenige Horizonte in den Altmannschichten sind schlämmbar. Hier finden wir neben vielen Lenticulinen vereinzelt Milioliden und fragliche Bruchstücke von Vaginulinen (29/39).

2.22 Spongien

Von den Spongien sind meist nur noch die Nadeln einzeln im Schliff sichtbar. Meistens sind sie calcitisiert. Als Ausgangsmaterial für die Verkieselung des Sedimentes spielen sie aber im Kieselkalk eine grosse Rolle. Ganz selten, so vor allem in den Altmannschichten, finden wir noch zusammenhängende Schwammbruchstücke. B. ZIEGLER bestimmte von T. KEMPF und mir gefundene Stücke als *Porospongia tenuis* HERENGER. Es handelt sich um Funde vom Altmannsattel (FUNK 1969; Schicht 11). Diese Spongienbruchstücke sind meist kieselig erhalten. Im Gegensatz dazu sind die Spongiennadeln im Kieselkalk, wo ihre Häufigkeit in der zentralen Fazies am grössten ist, immer calcitisiert, wobei folgende Varianten auftreten können:

	Spongiennadel	Zentralkanal
1.	Calcit	Calcit
2.	Calcit	Quarz

Die erste Variante ist die häufigere, wobei allerdings der Zentralkanal oft nicht mehr erkennbar ist. Bei der zweiten Variante hat sich der auf Figur 22 dargestellte Austausch abgespielt.

1. Die Kieselspongiennadeln werden zwischen detritischem Calcit (Fossilbruchstücke usw.) eingebettet.
2. Das aufdringende, kieselhaltige Porenwasser (S. 421) lässt Quarz in den Poren um die Nadel (feinster authigener Quarz [S. 366]) und im Zentralkanal der Nadel (kompakter Quarzkristall) ausscheiden.
3. Bei fortschreitender Diagenese wird das Sediment alkalischer (S. 421) und dadurch vermutlich der Opal der Spongiennadel durch Calcit ersetzt. Der stabilere authigene Quarz bleibt erhalten.

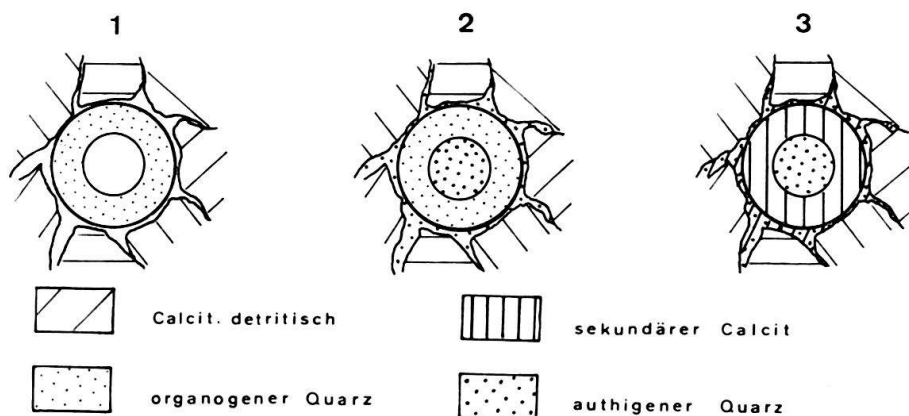


Fig. 22. Stufen der Calcitisierung einer Kieselspongiennadel.

Ein Zusammenhang zwischen relativ grossem Gehalt an authigener Kieselsäure und häufigem Auftreten von calcitisierten Spongiennadeln scheint zu bestehen. In der Nordfazies, wo die Nadeln weniger häufig gefunden werden, ist jedenfalls auch der Gehalt an authigenem Quarz geringer, dasselbe gilt für den südlichsten Faziesteil (Fig. 26).

2.23 Bryozoen

Bryozoenrümpfer sind eigentlich nur in den Echinodermenspatkalken häufig, die wenig detritischen Quarz führen. Allerdings treten sie auch im Kieselkalk der Nordfazies auf, aber nur sehr untergeordnet und in kleinen Bruchstücken.

In den Pygurusschichten am Altmannsattel findet man noch zusammenhängende Äste einer *Heteropora*, die verkieselt und aus dem Gestein herausgewittert sind. Es handelt sich um *Heteropora cryptopora* GOLDFUSS. In diesem Horizont (30/2) enthalten die Pygurusschichten aber relativ wenig (5%) detritischen Quarz.

2.24 Brachiopoden

Von dieser Faunengruppe konnten nur wenige vollständige Exemplare gefunden werden. Alle bestimmbar Arten sind aus diesen Schichten schon bekannt (siehe Fossiliste: Anhang). Meist war auch nur eine Bestimmung der Gattung möglich.

2.25 *Serpuliden*

Wurmröhren finden wir im Helvetischen Kieselkalk und in den Altmannschichten relativ häufig. Besonders in Echinodermenspatkalken und in den Sandkalken der Pygurusschichten sind fast in jedem DS Bruchstücke anzutreffen. Im Kieselkalk, vor allem der Nordfazies, treten sie sporadisch auf. Sowohl runde als auch vierkantige Formen sind zu beobachten.

2.26 *Mollusken*

2.261 Lamellibranchiaten

Muscheln finden wir als unbestimmbare Bruchstücke in vielen Schichten, besonders in den Kondensationszonen. Erwähnenswert sind nur die Austern, welche an der Basis der Drusbergsschichten der nördlichen Fazies häufig vorkommen (Austernschichten Heims). In der Mürtschendecke führen oft schon die obersten Bänke der Altmannschichten Austern, ebenso im NE-Säntis (Profil 35 und 36).

2.262 Gastropoden

Kleine Gastropoden können vereinzelt in Schliffen vorkommen, auch in Schlammproben (29/39) fand ich zwei oder drei gänzlich oxydierte Stücke von pyritiserten Gastropoden. Die in den Kondensationshorizonten gefundenen Stücke eignen sich zur Bestimmung auch nicht gut.

2.263 Cephalopoden

Ammoniten und Belemniten finden sich wiederum hauptsächlich in den Kondensationszonen. Während aber Belemniten auch im Kieselkalk oft noch vereinzelt auftreten, vor allem in der Nähe von Kondensationshorizonten, sind Ammoniten ausserhalb dieser Horizonte Zufallsfunde. Die Erhaltung der Ammoniten ist für eine Artbestimmung meist ungenügend (Mitteilung von O. RENZ). Vollständig erhaltene Stücke sind Raritäten, meist muss man sich mit kleinen Schalenbruchstücken zufriedengeben.

2.27 *Echinodermen*

Meist treten die Echinodermen nur als oft stark gerundete Bruchstücke auf. Sie fehlen in keinem Gesteinstyp. In der Südfazies sind sie allerdings sehr oft vollständig umkristallisiert und liegen als strukturlose Calcit-Einkristalle vor.

2.271 Crinoiden

Crinidentrümmern, sofern sie sich sicher von rekristallisierten, strukturlosen Echinidenbruchstücken unterscheiden lassen, kommen hauptsächlich im Kieselkalk vor. In der Echinodermenbreccie fehlen sie vollständig.

2.272 Echiniden

Echinidentrümmern sind in der Echinodermenbreccie gesteinsbildend. Sie unterscheiden sich durch Form und Struktur von den Crinoiden. Ganze irreguläre Seeigel hat es hauptsächlich in den Kondensationshorizonten, wo sie den grössten Teil der Fauna liefern. Diese schlammgrübelnden Formen herrschen in unsern Sedimenten vor.

2.28 Vertebraten

In verschiedenen Horizonten (49/2; Lid/12) wurden Haifischzähne in meist guter Erhaltung gefunden.

2.29 Fraßspuren

Frass- oder Weidespuren können besonders in den Altmannschichten recht häufig beobachtet werden. Der Durchmesser der Spuren ist recht unterschiedlich (1 mm–1 cm). Oft sind die Spuren knäuelartig verschlungen, dann sind es wieder gerade Linien, die eingesenkt auf einer Schichtoberfläche liegen.

Meist fallen die Spuren dadurch auf, dass sie gegenüber dem umgebenden Gestein viel reicher an Glaukonit sind und sich als dunkle Streifen vom helleren Gestein abheben (Fig. 23). Als Gegensatz dazu finden wir auch Spuren, die sich hell (glaukonitfrei) vom stark glaukonitischen Gestein abheben (26/17).

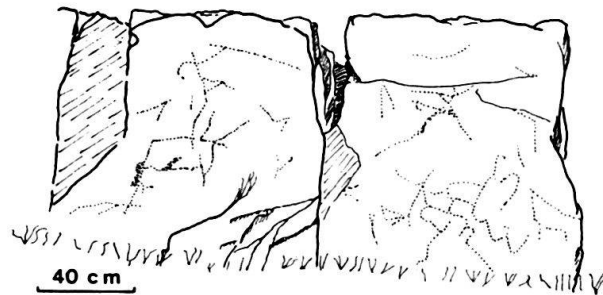


Fig. 23. Glaukonitisierte Wurmfräßspuren (punktiert) auf einer Schichtoberfläche (Lidernenschichten); SE Lütispitz, Schicht 13/20, Koord.: 740100/231450/1615.

3. LITHOLOGIE

3.1 Begriffe

Die Nomenklatur unserer komponentenreichen Gesteine erfolgt nach untenstehendem Schema:

- Den Schluss des Namens bildet die Bezeichnung jener Komponente, die den grössten Anteil am Gestein ausmacht;
- Anteile von über 15% werden mit dem Hauptnamen verbunden und diesem vorangestellt;
- Anteile von 4 bis 15% werden adjektivisch vorangestellt.

Der organogene Anteil wird nur erwähnt, wenn er mehr als 50% beträgt. « Sand » und « sandig » werden für detritischen Quarz gebraucht.

3.2 Gesteinstypen

Da sich bei dieser beschreibenden Nomenklatur mehrere Gesteine nur im prozentualen Verhältnis der Komponenten unterscheiden, werden die verschiedenen Namen in fünf Typengruppen zusammengefasst. In den nächsten Kapiteln wird je ein Beispiel der einzelnen Typengruppen beschrieben.