

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 58 (1965)
Heft: 1

Artikel: Über den Helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein
Autor: Dollfus, Sibylle
Kapitel: VI: Zur Lithologie der Dogger-Gesteine
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-163277>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 18.03.2025

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

(1954) als die Wurzeln der helvetischen Decken gedeutet worden. Die Bergsturz-natur wurde erstmals von ALB. HEIM (1883) erkannt und später von J. CADISCH (1944), H. JÄCKLI (1944), W. NABHOLZ (1954) und T. REMENYIK (1959) weiter verfochten.

Vom Standpunkt der Doggerfazies aus können wir ergänzend beifügen, dass der mit den leicht serizitischen Tonhäuten versehene Eisensandstein dieser Hügel demjenigen des Taminser Doggers auffallend ähnlich sieht, und dass damit jene Doggersteine mit grösster Wahrscheinlichkeit aus dem Kunkelserpassgebiet, der vermutlichen Abrissnische des Bergsturzes, stammen.

VI. Zur Lithologie der Dogger-Gesteine

Zusammenfassende Resultate aus den makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen der in den Profilen auftretenden Gesteinstypen.

1. Die Molser-Serie

A. GLATTE SCHIEFERTONE

Wir rechnen zu dieser Gruppe lediglich Schiefer mit folgenden Merkmalen: Völlig ebenflächige Ausbildung und normalerweise keine sandigen Einlagerungen. Eine Ausnahme bilden in gewissen Gebieten ebenflächige Schiefertone mit zahlreichen dünnen, weisslich anwitternden, feinkörnigen Quarzitlaminae, die sich in Abständen von 1 bis mehreren cm folgen. Bezüglich der stratigraphischen Einordnung gehören nur jene glattflächigen Schiefer der Molser-Serie an, die unter dem untersten Horizont von knorrig-sandigen Schiefertönen liegen. Sämtliche über diesen auftretenden glattflächigen Schieferbildungen werden der Bommerstein-Serie zugeordnet, selbst wenn sie mit denjenigen der Molser-Serie lithologisch wiederum identisch sind.

Es handelt sich ausnahmslos um dunkelgraue, leicht bläuliche, zuweilen schwarz erscheinende Schiefertone. Die Schieferungsflächen enthalten winzige, von Auge gerade noch sichtbare mehr oder minder zahlreiche und regelmässig verteilte Blättchen von hellem Muskowitglimmer. Sie sind karbonatfrei mit Ausnahme des östlichen Ablagerungsgebietes (Molser Gegend und Alviergruppe), wo sie einen leicht mergeligen Habitus aufweisen (mit HCl reagierend), ohne sich makroskopisch wesentlich von den übrigen Schiefertönen zu unterscheiden. Am häufigsten sind relativ weiche, leicht spaltbare und zerfallende Schiefertone. Ferner können sie stengelig und parallelepipedisch zerbrechend auftreten; selten handelt es sich um sehr harte, kompakte, fast dachschieferartige Bildungen. Die glattflächigen Tonschiefer werden bei den metamorphen Doggergesteinen (s. S. 506) behandelt.

Die Schichtorientierung eines Schiefertonkomplexes ist, ohne das Vorhandensein kompetenterer Gesteine, wie bankbildender Sandsteine und Kalke, äusserst schwierig zu ermitteln, da Clivagebildung die Regel ist; nur die in einer bestimmten Richtung gelagerten, häufig auftretenden Kieselknollen oder Belemniten lassen zuweilen die ursprüngliche Schichtung erkennen. Gleichzeitig sind auch die primären Mächtigkeiten schwer feststellbar, wenn infolge der starken Plastizität

Faltungs- und Überschiebungsvorgänge zu tektonischen Anhäufungen oder Reduktionen geführt haben.

Das mikroskopische Bild sagt wenig aus. Unterscheidbare Komponenten sind 0,01–0,03 mm feine, eckige Quarzkörner, relativ spärlich und regelmässig verteilt, und Muskowit in einerseits zahlreichen, undeutlich voneinander abgegrenzten 0,04 mm kleinen bis winzigsten Partikelchen, anderseits in ca. 0,03 mm langen, dünnen Blättchen ausgebildet. Der Muskowit scheint einen wesentlichen Bestandteil neben den nicht mehr unterscheidbaren, aber sicherlich vorhandenen Tonmineralien darzustellen. In den mergelhaltigen Schiefertönen finden sich, bei sonst gleicher Ausbildung, überdies z.T. über 0,1 mm grosse Karbonattrümmerchen, vermutlich von Organismen her stammend, zumal sich in seltenen Fällen Crinoidenreste erkennen liessen. Ein anderer aufbauender Bestandteil ist opakes, kohliges, braunschwarz erscheinendes Pigment, Endprodukt der anaeroben Umsetzung organischer Substanzen unter reduzierenden Bedingungen, denen das Gestein, neben fein verteiltem Sulfid, seine Dunkelfärbung verdankt. Die kohligen Schiefer unter der Mürtschenüberschiebung (S. 467) oberhalb Tiefenwinkel weisen den verhältnismässig hohen Gehalt von 1,5 % Kohlenstoff auf⁷⁾.

Eine charakteristische Erscheinung sind nuss-, faust- bis brotlaibgrosse, schwarzgraue, ellipsoidförmige Konkretionen, die aus einer harten, zähen, extrem dichten, vorwiegend kieseligen, seltener kalkigen Substanz bestehen. Oft sind sie voll von 0,4 mm grossen bis winzigsten Pyritwürfelchen, mitunter auch gelben Schwefelkriställchen. Die Hülle bei reinen Kieselknollen kann aus stark kompakten Tonschiefern, die den Knollen fluidal umziehen, bei Kalkkonkretionen aus einer dichten bis erdigen, rostbraunen oder blutroten, eisenoxydischen Substanz bestehen. Dünnschliffe zeigen bei Kieselknauern ein Gemisch von bis 0,01 mm grossen Quarzkörnern und feinkristalliner bis amorpher Kieselsubstanz, daneben zahlreiche kalzitisierte Spongiennadeln, spärliche Reste von Radiolarien und braunschwarze opake Phosphoritsubstanz. Bei Kalzitknollen herrscht eine kryptokristalline oder dichte Kalzitgrundmasse vor, die zonenweise durch Eisenoxyd bräunlich gefärbt sein kann; auch hier fehlen Quarzkörnchen und Schwammnadeln nicht. Bei Anwesenheit von Pyritkriställchen bildet sich vielfach um diese herum ein Hof von sekundärem, grobkristallinem Quarz, selten sogar Albit und groben Serizitkristallen.

Den Beobachtungen nach sind diese Knollen an keinen bestimmten stratigraphischen Horizont gebunden, zumal sie auch im knorrigen Eisensandstein vorkommen.

B. SPATKALKE

Sie treten meistens an der Basis des Doggers oder im unteren Teil der untern Aalenianschiefer auf und sind an die autochthonen Gebiete und tieferen helvetischen Decken gebunden. An der Basis sind es hellgraue und dunkelblaugraue Echinodermenbreccien, die sich vor allem durch ihre Grobspätigkeit auszeichnen, die diejenige der grauen Echinodermenbreccie der Reischiben-Serie bei weitem übertrifft. Die für diese Gesteinsart im allgemeinen so charakteristischen orangegelben Limonitpunkte fehlen indessen hier gänzlich.

⁷⁾ mittels einer Analyse, ausgeführt von Herrn W. RYF.

Mikroskopisch betrachtet bietet sich eine heterogene Zusammensetzung der Organismentrümmer dar, die durch deren beträchtliche Grössenunterschiede noch unterstrichen wird. Neben oft sehr grossen Fragmenten von Echiniden und Crinoiden stehen auch solche von Bryozoen, Bivalven und Gastropoden nicht zurück. Durch die stärkere Umkristallisation sind jedoch vielfach die organischen Strukturen unkenntlich geworden, und so trifft man dann und wann einen auch äusserlich grobspätigen Kalk, der aus bis 1 mm groben Einkristallen von Kalzit ohne Zwischenmasse aneinandergrenzend, zusammengesetzt sein kann. Nicht selten sind kleine, schön ausgebildete, braungelb gefärbte Dolomitrhomboederchen; Quarz tritt in sehr untergeordneten Mengen, entweder in vereinzelt, gröberen Körnern von bis 0,5 mm oder mehr oder minder regelmässig verteilten, um 0,08 mm feinen eckigen Körnern auf. Stark rekristallisierte Kalke enthalten kleine Stellen mit sekundärer Kieselsubstanz.

Diejenigen Spatkalke, welche sich innerhalb der unteren Aalenianschiefer (und nicht an der Basis) befinden, bilden nicht immer ausgeprägte Bänke, sondern sind viel eher als Linsen und Knollen in den Schiefen verteilt und auch von diesen durchsetzt; zudem enthalten sie bis cm-grosse Dolomitgerölle, und selbst die Grundmasse kann zu einem Teil, neben dem Kalzit, aus Rhomboedern oder aus dichter Substanz von Dolomit zusammengesetzt sein. Organismenreste sind spärlich, und deshalb herrscht vielfach nur noch ein feinspätiger bis dichter, etwas tonflaseriger, schwarzgrauer Kalk mit kleinen, gelben Flecken vor.

C. KONGLOMERATE UND BRECCIEN

Sie sind, wie der Spatkalk, auf die tieferen helvetischen Decken und das Autochthon beschränkt. Der Hauptunterschied zwischen den Psephiten in diesen beiden Regionen besteht zunächst darin, dass diejenigen des Deckengebietes einen beachtlichen Teil Tonschiefersubstanz enthalten, die am Aufbau des Zementes grossenteils mitbeteiligt ist; dieses Gestein erscheint daher dunkelgrau mit gelben und hellgrüngrauen, bis cm-grossen Flecken, dasjenige des Autochthons etwas heller grau und schmutziggelb gefleckt. Beide Arten weisen weder extrem brecciösen noch extrem konglomeratischen Habitus auf.

Die Hauptbestandteile der autochthonen Konglomerate (s. Fig. 10) sind meistens schlecht sortierte Gerölle, in allen Grössen bis 1 cm, von Dolomit, gerundeten Einzelquarzkörnern und groben Quarziten und Quarzporphyren. Echinodermentfragmente sind eher selten. Der Zement ist ein feines bis dichtes Kalkzit- oder Kieselsgewebe, oder ein feindiffuses Gemisch dieser beiden Substanzen zusammen. Dolomit in mehr oder weniger vollkommenen Rhomboedern kann überall vorkommen, sowie Serizitschüppchen und kleine eckige Quarzkörner, nebst vereinzelt Turmalin- und Zirkonkörnern unter 0,5 mm.

Ein weiterer Unterschied manifestiert sich darin, dass die eben beschriebenen Konglomerate bei der Gebirgsbildung mechanisch wohl bedeutend stärker beansprucht worden sind. So kommt es, dass die meisten dieser groben Quarz- und Dolomitgerölle von der vermutlich primär kalzitischen Grundmasse angelöst und angefressen sind, Quarzitrümmer oft weitgehend in ihre einzelnen Bestandteile aufgetrennt und die Grenzen von grossen Quarzkörnern zu Kieselsubstanz völlig

verwischt sind (s. Fig. 10). Letztere ist somit zum grössten Teil aus dem detritischen Quarz durch solchen Materialaustausch entstanden.

In den Konglomeraten des Deckengebietes treten anstelle der Kristallingerölle mehrheitlich solche von sandigem Spat- und Kieselkalk; Dolomitfragmente sind vorherrschend. Die tonig-kalkige, mitunter limonitische Grundmasse kann kleine Kalkooide enthalten mit einem eckigen Quarzkorn als Kern. Der Gesamthabitus ist also etwas karbonatischer. Wohl können hier die Gerölle lappig umrandet und deren Ränder etwas zerfressen sein, ihre ursprüngliche Form indessen bleibt im grossen und ganzen erhalten.

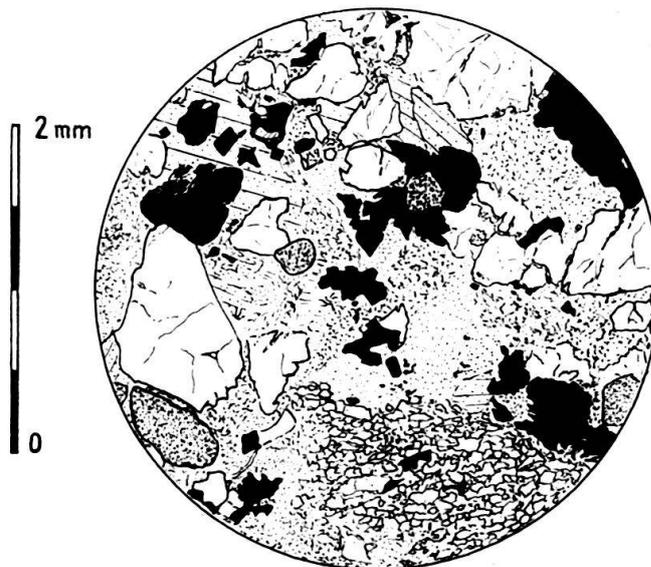


Fig. 10. Schliffbild eines Basiskonglomerats aus der Tödigruppe (weiss: Quarz; gesprenkelt: Kalzit, z. T. mit Lamellen; schwarz: Pyrit).

2. Die Bommerstein-Serie

A. SANDIGE SCHIEFERTONE, SCHIEFRIGE SANDSTEINE UND QUARZITE

Charakteristisch ist der makroskopische Aspekt: Feinkörniger Sandstein, meist rötlichgrau anwitternd, knollig-flaserig durchzogen von grauschwarzen Schiefer-tonen mit vielen Glimmerblättchen und zuweilen Zopffährten auf den Schicht-flächen. Um einen sandigen Schiefertone handelt es sich dann, wenn der Schiefer-über den Sandanteil vorherrscht. Die tonige Substanz ist im wesentlichen dieselbe wie diejenige der ebenflächigen Schiefertone der Molser-Serie.

Der Kontakt von Schiefertone zu Sandstein im Gesteinsverband kann entweder scharf abgegrenzt sein oder ein Tonstrang löst sich in immer feinere Tonhäutchen und -fläserchen auf und verliert sich schliesslich zwischen den Quarzkörnern des Sandteils. Die «Knorrigkeit» wurde vermutlich schon bei der Sedimentation ange-legt; eine gewisse mehr oder weniger starke Wasserbewegung wie Wellentätigkeit oder submarine Strömungen, zahlreiche kleine syngenetische Gleitungen und vor allem die Arbeit wühlender und sedimentfressender Organismen müssen diese

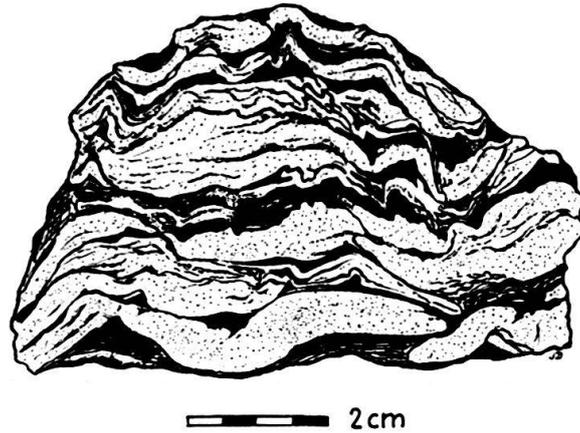


Fig. 11. Anschliff eines knorrigen Eisensandsteins. (schwarz: Tonsubstanz; punktiert: Quarz).

unruhige und gestörte Schichtung bewirkt haben, welche später, auf tektonischem Wege noch verstärkt worden ist (s. Fig. 11). Spuren solcher Organismen stellen wohl die zahlreichen cm-dicken, mit Sandstein ausgefüllten Bohrgänge von meist elliptischem Querschnitt dar.

Die sandige Fraktion enthält eckige bis subanguläre, im allgemeinen gut sortierte Quarzkörner in den Grössen von 0,07 bis 0,2 mm. Oft haben aber in quarzitischen Sandsteinen die Körner durch sekundäres Wachstum ihre ursprüngliche Form und Grösse eingebüsst. Der Zement ist vorwiegend kieselig oder serizitisch. Reine Quarzite, in denen sämtliche Körner aneinandergrenzen, sind auf die autochthonen Gebiete beschränkt. Der Serizit präsentiert sich als submikroskopisch bis max. 0,1 mm lange Blättchen, normalerweise der Schichtung parallellaufend. Der Anteil des detritischen Quarzes in den Sandsteinen beträgt im Mittel etwa 60 %. Selten trifft man kalzitisches Grundmass oder gar vereinzelte Echinodermentrümmer an; die Quarzkörner sind dann in diesem Falle schlechter sortiert und z. T. besser gerundet, und ihr Prozentanteil kann beträchtlich sinken. An akzessorischen Mineralien sind lediglich Turmalin und Zirkon zu nennen, die in kleinen Mengen (pro Schliff max. je 5 Körner) aber mit erstaunlicher Konstanz stets vorhanden sind. Im autochthonen Bereich tritt ganz selten noch Rutil hinzu. Die Korngrösse ist meist etwas unter derjenigen des Quarzes; der Zirkon ist gerundet.

B. QUARZITISCHE SANDSTEINE UND REINE QUARZITE

Sie enthalten keine tonschiefrigen Einlagerungen in bemerkenswerten Mengen mehr, können aber graduell aus der eben besprochenen Gruppe hervorgehen.

1. Quarzitisches Sandsteine: Je nach der Menge des oxydierten Eisens wittert dieses sehr zähe, feinkörnige Gestein grau bis braungrau an; im Bruch ist es mittelgrau mit Stich ins bläuliche. Dünne Tonhäute können banktrennend wirken. 90–97 % sind detritische, eckige bis subanguläre Quarzkörner von 0,08–2 mm, z. T. aneinandergrenzend; die Zwischenmasse besteht mehrheitlich aus feinsten Serizitschüppchen, zusammen mit etwas Kieselsubstanz oder aus Kalzit und

Limonit. Oft beobachtet man kleine Siderit- und Ankerit-rhomboederchen, die in einzelne Quarzkörner hineinwachsen. Mit starker Vergrößerung werden zuweilen kleinste Hämatit- und Pyritkörner sichtbar. Makroskopisch erkennbarer Pyrit tritt nur in karbonatreicheren Sandsteinen auf. Sowohl hier, wie auch in den reinen Quarziten ist stets eine kleine Anzahl von Zirkonen und Turmalinen anwesend.

2. Reine Quarzite: Es sind vielfach mit Flechten bewachsene, graurötlich-braun, oder auffallend weissliche, mit Rostpunkten anwitternde, zähe, bankbildende Gesteine. Die (sekundäre) Korngrösse beträgt um 0,1–0,15 mm; etwa 98 % bestehen aus zusammengewachsenen Quarzkörnern, welche manchmal Reste von älteren Quarziten darstellen. Die wenigen Zwischenräume, selten grösser als diejenigen der Quarzkörner selbst, sind mit feinkristalliner Kiesel- oder Limonit-substanz ausgefüllt.

C. KALKSANDSTEINE UND SANDKALKE

Unter dieser Gruppe werden alle diejenigen Psammite zusammenfasst, die sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch keine erkennbaren Hartteile mehr von Organismen in grösserer Zahl enthalten, deren Zement wohl aber aus stark zertrümmerten und sekundär wieder auskristallisiertem Material von solchen bestehen kann. Es sind daher ganz vereinzelt Trümmer namentlich von Echinodermen hin und wieder anzutreffen. Sie bilden mengemässig den Hauptanteil der Gesteinstypen des mittleren Doggers. Makroskopisch unterscheiden sie sich nicht stark von den quarzitären Sandsteinen. Der Bruch zeigt wiederum die schwach bläuliche Farbe, und die Anwitterung ist ebenfalls grau bis rotbraun, zudem besitzen sie aber sehr oft eine rostrote Oxydations- oder leicht zerfallbare Entkalkungskruste, mit kleinen äusserst leicht zerstörbaren, limonitisierten und herauswitternden Makrofossilien.

Der Quarzgehalt beträgt mindestens 40 %. Die Korngrösse erreicht selten mehr als 0,5 mm. Die grösste Häufigkeit liegt zwischen 0,08 und 0,15 mm (um 50 % der Gesteine); bei 20 % sind die Körner unter 0,08 mm und bei den übrigen 30 % über 0,15 mm. Mit Leichtigkeit konnte ferner festgestellt werden, dass im allgemeinen die feinkörnige Fraktion besser sortiert und die Körner z.T. völlig eckig geblieben sind, wie Figur 12 zeigt; aber auch bei der groben Fraktion erreichen immer nur einzelne Körner einen relativ hohen Rundungsgrad. Hier spielt oft vorhandener sekundärer Quarz und dessen Wachstum eine nicht geringe Rolle, wobei aber in den seltensten Fällen von einem Kieselkalk gesprochen werden kann. (Siehe hierzu die metamorphen Doggergesteine.) Andererseits können Quarzkörner bei Anlösung durch die Grundmasse unregelmässig gezackte Ränder aufweisen, oder ihre Form durch teilweise Auflösung zu einem grossen Teil verlieren. Die Grundmasse besteht aus grobkörnigem, holokristallinem Kalzit mit Zwillingslamellierung. Dieser ist wohl nur zu einem geringen Teil rein chemisch entstanden, offenbar waren vielmehr stark zertrümmerte Hartbestandteile von Organismen, teilweise schwach rekristallisiert, mit im Spiele; daraufhin weisen zahlreiche, fast verwischte Echinodermenstrukturen. Dichter Kalzit findet sich mehrheitlich in den quarzarmen Gesteinen, vielfach mit feiner Kieselsubstanz vermengt. Der praktisch nie fehlende Eisengehalt präsentiert sich in Form von Limonitschlieren, ferner einem «Ankeritmosaik»,

und einzelnen aber häufig auftretenden, dunkelbraunroten Sideritrhoederchen. Letztere beiden sind offenbar wesentlich später entstanden, denn auch hier lassen sich solche, die Quarzkörner anfressenden Kriställchen feststellen. An Schwere- mineralien sind wiederum nur Zirkon und Turmalin zu nennen, doch weit weniger häufig als in den Quarzitsandsteinen auftretend. Pyrit kommt manchmal in grösseren Anhäufungen in Form von kleinsten Würfelchen vor.

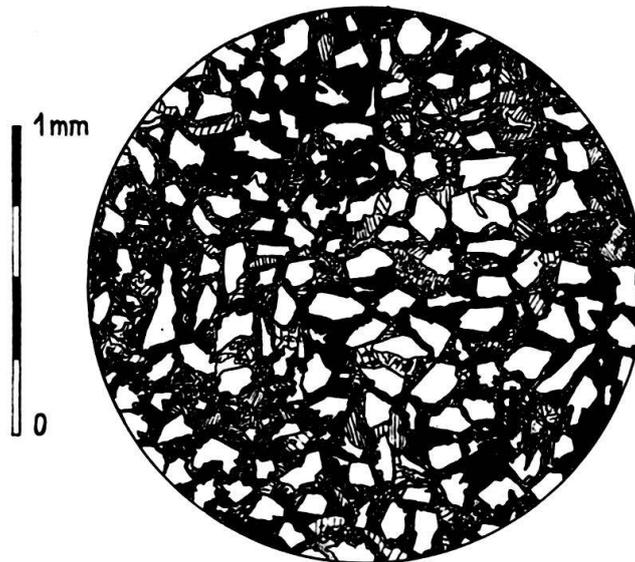


Fig. 12. Schliffbild eines eisenschüssigen, feinkörnigen Kalksandsteins (weiss: Quarz; schwarz: Limonit; gestrichelt: Kalzit).

D. ECHINODERMENHALTIGE KALKSANDSTEINE UND ECHINODERMENKALKE

Sie enthalten in grösseren Mengen Fragmente von hauptsächlich Echinodermen und Bryozoen. Von der Gruppe C unterscheiden sie sich äusserlich nur durch etwas späteres und regelmässig grobkörniges Aussehen, das sich im Mikroskop in der inhomogenen Verteilung der meisten Komponenten widerspiegelt.

Unter den Organismen sind die Crinoiden am häufigsten; die meist etwas abgerundeten und rekristallisierten Längs- und Querschnitte der Stielglieder sind im Schliffbild nicht bestimmbar, vermutlich handelt es sich zur Hauptsache um Pentacriniden. Ferner trifft man in grossen Mengen Schnitte durch Stacheln und Kalzitplättchen von Echiniden und ganz selten Körperchen von Asteriden und Holothurien. In sehr ungleicher Verteilung sind Bruchstücke von Bryozoen und Lamellibranchiern zusammengeschwemmt worden. Letztere präsentierten sich in verschiedenen Formen; bei den grösseren Stücken sind oft nur noch die charakteristischen Kalzitlamellen der Schale, bei den kleinen sichelförmige Gebilde, oft dicht aneinandergedrängt, sichtbar. Stets vereinzelt finden sich Schalen von Brachiopoden sowie Gasteropoden und sogar hin und wieder kleinwüchsige Foraminiferen: Mehrheitlich planspirale und weniger uniseriale Lenticulinen wie *Nodosaria*. Auch die Gasteropoden sind von extrem kleinem Wuchs und sind vielfach als ganze Individuen von etwa 2,5 mm Länge vorhanden; es wurde immer

wieder dieselbe hochtrochospirale, procerithiumähnliche Form vorgefunden. Gasteropoden sind auch in nierenförmigen, wohl nur die Anfangskammern darstellenden Gebilden nicht selten (s. Fig. 15). Bei den Bryozoen lassen sich zwei Ordnungen feststellen (s. Fig. 13 u. 14):

1. Cyclostomata, mit einer am häufigsten auftretenden, aber nicht mehr weiter bestimmbar Form eines im Grundriss rundlichen Zoariums, mit schwach polygonalen, völlig voneinander durch Querwände getrennten Zoökien, im Längsschnitt längliche, etwas divergierende Kanäle (Fig. 13b). Zur Familie der Diastroporidae gehören vermutlich die langen, mit einem Zentralstrang versehenen Röhren, und mit Diploclema am ehesten zu vergleichen ist ein elliptischer Grundriss wie ihn Fig. 14a, b zeigt.

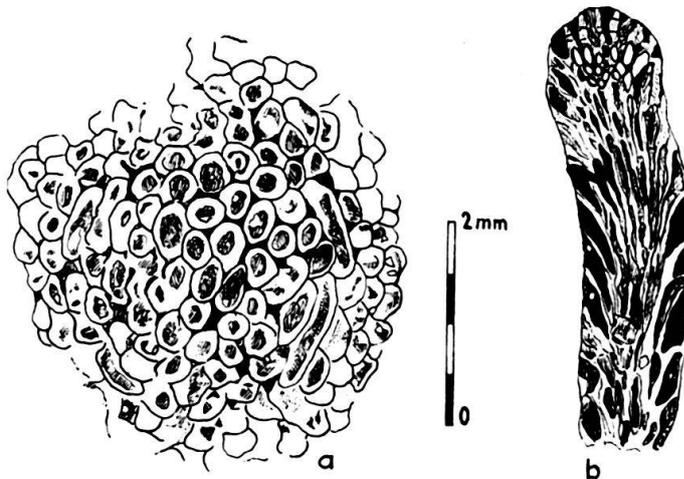


Fig. 13: Bryozoen im Dünnschliff. a: Cheilostomat, b: Cyclostomat.

2. Cheilostomata: Vertreten durch Formen mit runden Zoarien und ebenfalls runden, eng aneinanderschliessenden Zoökien (Fig. 13a).

An organischem, detritischem Material sind einzig eckige Quarzkörner mehr oder weniger immer vorhanden. In den Gehäusen der Schalen sind vielfach kleinste Sand- bis Siltpartikelchen angehäuft. Für eine mikroskopisch derart vielgestaltige Gesteinsgruppe sind die Körner in manchen Fällen erstaunlich gut sortiert und regelmässig verteilt; die Fraktionen liegen normalerweise zwischen 0,1–0,2 mm. Selten bleibt der detritische Quarz gänzlich aus, es handelt sich dann um einen Echinodermenspatkalk, denn dieser enthält auch gleichzeitig weniger als 50 % organischen Detritus und andere klastische Karbonatkörner.

Eisenverbindungen kommen stets in Form von Limonitflecken und -schlieren und Pyritkriställchen vor; oft sind Fossilienskelette damit imprägniert. Ooide sind, wenn auch nicht in grossen Mengen, und makroskopisch keineswegs sichtbar, in manchen dieser Gesteine vorhanden und zwar in Form von durchschnittlich 0,3 mm grossen, runden bis schwach elliptischen, chamostitischen oder kalkigen konzentrisch struierten Gebilden; letztere sind meist durch Eisenoxyd etwas rotbraun gefärbt.

Die Grundmasse ist zusammengesetzt einerseits aus zusammengekitteten, verschieden kleinen Karbonatkörnern klastischen Ursprungs, andererseits aus sekundär

auskristallisiertem, meist etwas dolomitisiertem Kalzit, ferner auch aus feineren, zusammengekitteten und teilweise rekristallisierten Organismentrümmern. Diese drei Ausbildungen sind jedoch meist so stark miteinander verwoben, dass es oft schwierig ist, die Grundmasse als solche überhaupt zu erkennen und vom reinen Detritus zu unterscheiden, was durch den Umstand noch erschwert wird, dass in sehr dünnen Schliffen an manchen Stellen kristallographische Kontinuität der Kalzitlamellen von den Echinodermenkristallen zur Grundmasse herrscht. Gefärbte Schriffe zeigten, dass die Grundmasse oft, nie aber die Echinodermentrümmern dolomitisiert sind. Kieselige Substanz ist spärlich und auf kleine Flecken beschränkt.

E. ROTE ECHINODERMENBRECCIE UND LUMACHELLENKALKE

Diese beiden Sedimenttypen werden zusammen behandelt, da sie durch Übergänge stark miteinander verbunden sind. Bei der roten Echinodermenbreccie (auch kurzweg Crinoidenkalk genannt) handelt es sich bei näherer Betrachtung um zwei etwas voneinander verschiedene Bildungen. Es sind somit drei Gesteinstypen zu beschreiben.

1. Die rote Echinodermenbreccie im engeren Sinne besteht aus einem, sowie in der Anwitterung als auch im Bruch, weinroten Gestein, das bis 0,5 cm grobe hämatitisierte, organogene, zuweilen schön herauswitternde Trümmer enthält. Es sind dies in erster Linie Echinodermen, wie unbestimmbare Seeigelfragmente und Crinoiden (*Pentacrinus?*); weniger häufig sind Bryozoen der Ordnung Cyclostomata, Formen wie *Cava* und *Diploclema* aus der Familie der Diastroporidae

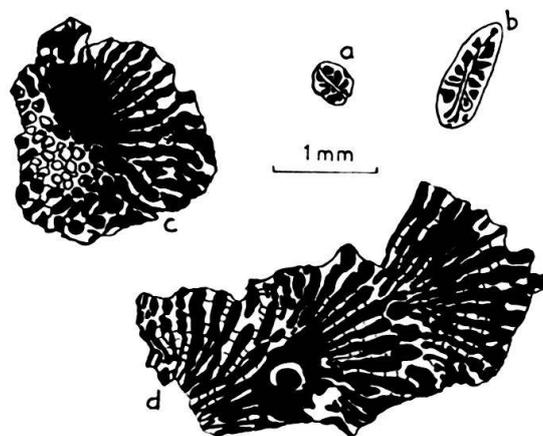


Fig. 14. Bryozoen im Dünnschliff. a, b: *Diploclema* (?), c, d: *Cava* (?).

(Fig. 14). Bivalven finden sich nur in den größten Bildungen; Schwammstrukturen wurden in einem einzigen Falle beobachtet. Nur relativ feinkörnige Echinodermenbreccien weisen eckige Quarzkörner bis max. 30 % auf. Die übrigen gröberen sind praktisch quarzfrei. Eine kalzitische Grundmasse existiert auch nur insofern, als es sich um feinere Fraktionen unter den Organismentrümmern handelt, andernfalls dienen lediglich einige Dolomitkristalle zur Ausfüllung von Hohlräumen innerhalb und zwischen den Fragmenten.

Der Hämatitreichtum, der in oxydierter Form, manchmal sogar in unoxydierter, grauglänzend metallischem Zustand (Rutschharnische), das Gestein überkrustet, kann makroskopisch leicht einen eisenoolithischen Aspekt hervorrufen. Erfahrungsgemäss kommen aber Eisenooide gerade in dieser eigentlichen roten Echinodermenbreccie höchst selten vor, zum mindesten nicht im Untersuchungsgebiet. Allerdings beschreibt C. SCHINDLER solche in der roten Echinodermenbreccie am Glärnisch. Ebenfalls fehlen dem Untersuchungsgebiet Sandsteine, die Eisenooide als reichliche Komponenten enthalten. Bemerkenswert ist nun vor allem, dass die hier besprochene Einheit im Untersuchungsgebiet an verhältnismässig wenigen Stellen auftritt; anders verhält es sich im Glärnischgebiet, wo sie in ausserordentlich grosser Mächtigkeit und Verbreitung vorkommt und deshalb von SCHINDLER mit Recht in den Rang einer selbständigen stratigraphischen Formation erhoben worden ist. Im Kapitel 7 wird davon nochmals die Rede sein.

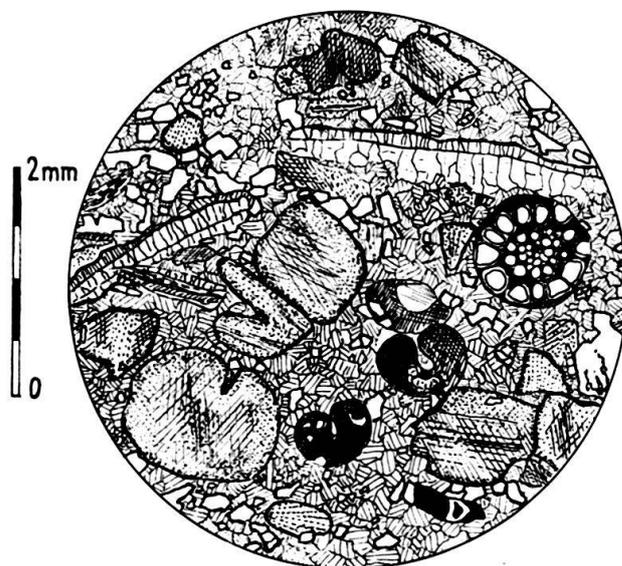


Fig. 15. Schliffbild von roter Echinodermenbreccie mit Crinoidentrümmern (punktiert und mit Lamellen), Gastropoden (dunkel, nierenförmig), Bryozoen (kreisrund), Muschelschalen (lang), Quarzkörper (weiss); Grundmasse: feinkristalliger Kalzit (gestrichelt).

2. Die rote Echinodermenbreccie im weiteren Sinn hat ihren Namen eigentlich nur dadurch verdient, dass sie durch die rote, mitunter braune und gelbe Anwitterungsfarbe und durch die prächtige grobe Kreuzschichtung besonders auffällt. Das Gesteinsinnere jedoch ist grau mit einem bläulichen Anflug; die rote Oxydationszone kann bis ca. 1 cm dick sein und der Übergang zum frischen, grauen Zustand ist ein langsamer Farbwechsel über das violettliche.

Der organische Detritus, der hier den feinbrecciösen Charakter bestimmt und das Gestein als solches aufbaut, tritt in ganz verschiedenartigen Vergesellschaftungen auf. Im grossen und ganzen handelt es sich um dieselben Trümmer wie bei der zuerst besprochenen roten Echinodermenbreccie (siehe dazu Fig. 15). Hierzu treten etwas häufiger Gastropoden und Bivalven, und bei starkem Überwiegen

letzterer befinden wir uns bereits am Übergang zu den Lumachellenkalken. An wenigen Fundstellen geben schlechterhaltene, kleinwüchsige Ammoniten einige Anhaltspunkte über das Alter (s. S. 480). Alle diese organogenen Hartteile bestehen aus Kalzit und nie aus Dolomit, mitunter sind sie hämatitisiert. Die Sortierung ist schlecht, und oft erblickt man im Schliff ein buntes Durcheinander von grossen und kleinsten, eckigen und gerundeten Fragmenten. Dazu gesellen sich, ebenfalls unregelmässig verteilt und schlecht sortiert, eckige Quarzkörner von 0,05–0,4 mm, am häufigsten 0,15 mm. Anlösungserscheinungen bei den Kornrändern derselben durch die Grundmasse sind keine Seltenheit. Ooide wurden wiederum nur spärlich beobachtet, und zwar bestehen sie ausschliesslich aus Chamosit, mit oder ohne Kern aus einem Hämatit- oder Kalzitkorn; in diesen Fällen nimmt aber der Quarzgehalt auf Kosten der Organismen augenfällig zu, was schliesslich zur Gruppe der echinodermenhaltigen Kalksandsteine überführt, wo, wie bereits erwähnt, solche Chamositooide viel zahlreicher auftreten. Eine Grundmasse existiert auch hier nur insofern, als dass das zusammengeschwemmte Material durch etwas sekundären, grobkristallinen Kalzit oder Dolomit zusammengekittet worden ist.

3. Der Lumachellenkalk wittert rau und schmutziggelb an, im Bruch dagegen ist er dunkelblau bis schwarz, grobspätig und z. T. rotbraun gefleckt. Die zahlreichen kleinen, leicht herauswitternden Fossilien, hauptsächlich kleine Muschelchen, sind nie grösser als 7 mm. Da es sich im Bruch um ein äusserst zähes, verfestigtes, vielfach rekristallisiertes Gestein handelt, ist ein Herauspräparieren und somit genaueres Bestimmen jener praktisch unmöglich. Bei den Lamellibranchiern konnten immerhin folgende Gattungen unterschieden werden: *Nucula*, *Posidonia*, *Modiola*, *Inoceramus*, *Astarte*, *Lucina* (?), *Unicardium*, *Cardium* (?), *Pleuromya* und *Panopea*. Die seltenen Brachiopoden sind durch flachbauchige Terebrateln und Rhynchonellen vertreten. Unter den Gastropoden fand sich eine planspirale und schön verzierte Form, die sich am besten mit *Discohelix* sp. vergleichen liess. Die Ammoniten und andere Makrofossilien werden im Kapitel «Fossilinhalt und Alter» der Bommerstein-Serie (s. S. 479) behandelt.

Im Schliffbild normal zur Schichtung ist eine ziemlich regelmässige Lagerung von Einzelklappen der Bivalvenschalen charakteristisch, wie auch in der Anwitterung, und zeigt deutlich den alternierenden Verlauf der bogensegmentförmigen Schalenstrukturen, d. h. die konkave Seite ist einmal nach oben, einmal nach unten gerichtet. Der Zement erweist sich als ein unreiner, grobkristalliner, vermutlich chemisch ausgeschiedener Kalzit. Der Quarzgehalt übersteigt im Lumachellenkalk 1% kaum, da Quarzkörner nur in kleinen Fraktionen, max. 0,1 mm, besonders in den Schalen drin neben andern Unreinheiten, wie strukturlosen pellet-artigen Kalkkörnern, angehäuft sind. Ferner lagern sich um die Schalen herum winzige, rhombische, braune Sideritkriställchen, welche hier den geringen sichtbaren Gehalt an Eisen repräsentieren.

F. SCHWARZE SCHIEFERTONE

Es sind mergelfreie, ebenflächige bis leicht wellige, sandfreie, grauschwarze Schiefer, gesteinsmässig identisch mit denjenigen der Molser-Serie; sie werden aber hier ebenfalls angeführt, da sie innerhalb der Bommerstein-Serie in jedem Niveau

in geringmächtigen Lagen auftreten können. Die lithologische Beschreibung ist in der Molser-Serie (S. 492) angegeben.

3. Die Reischiben-Serie

A. GRAUE ECHINODERMENBRECCIE

Unter diesem Ausdruck werden diejenigen Kalkarenite der Reischiben-Serie zusammengefasst, welche über 50% Echinodermenmaterial enthalten (vgl. ARN. HEIM, 1916, S. 563).

Eine «klassische» graue Echinodermenbreccie zeichnet sich im Handstück durch die helle, schmutziggelbgraue Anwitterung aus und im Bruch durch ein sehr homogenes Haufwerk von bläulichgrauen Spattäfelchen mit den charakteristischen orange-gelben Ankeritpunkten.

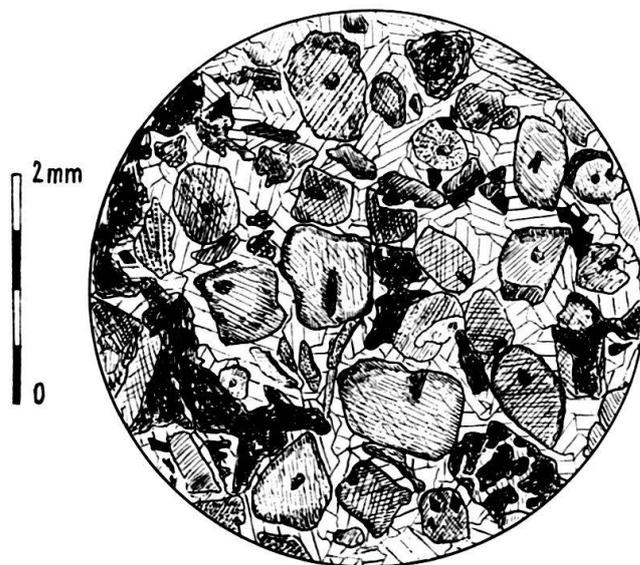


Fig. 16. Dünnschliff von grauer Echinodermenbreccie (beachte die Kontinuität der Kalzitlamellen der Grundmasse).

Die Komponenten sind sehr gut sortierte Crinoidenstielglieder, von meistens nicht weiter bestimmbar Pentacriniden (s. Fig. 16); der Durchmesser eines Querschnittes liegt zwischen 0,3 und 1 mm. Fast sämtliche Querschnitte wie Längsschnitte sind etwas abgerundet, eine reine Pentagonform tritt deshalb selten auf. Diese Faktoren lassen auf eine Zusammenschwemmung des Materials nach dem Absterben der Tiere und auf einen gewissen Transportweg schliessen. Vereinzelt finden sich als Begleiter zu den Crinoiden Fragmente von Seeigelstacheln und -plättchen, Ophiuren und hochtrochospirale kleine Gastropoden. Ein spezielles Merkmal ist die Anwesenheit von Onkoiden (ARN. HEIM, 1916, S. 566): Meist une scharf abgegrenzte Körner von dichtem und wolkig struiertem Kalzit, dunkler als

die Grundmasse, mit lappigen Formen; diese Gebilde sind z. T. grösser als die Crinoiden, zumal sie ein Stück eines solchen als Kern besitzen können. Während ARN. HEIM ihre Entstehung der Tätigkeit von Bakterienkolonien zugeschrieben hat, welche das Ausfallen des dichten Kalkes dieser Gebilde bewirken, wird heute allgemein angenommen, dass sie Exkrementchen, sog. «faecal pellets» (F. J. PETTIJOHN, 1957), schlammfressender Bodenbewohner darstellen.

Die Anordnung der Komponenten ist überaus regelmässig, Sie sind in einem grobkristallinen und gegenüber dem Detritus viel helleren, durchsichtigeren Kalzit eingebettet, dessen Zwillingslamellen und optische Orientierung, wie auch Fig. 16 zeigt, durch die Organismenteile nicht unterbrochen werden. Vielfach kann eine Mosaikstruktur von unvollkommenen Dolomitkriställchen beobachtet werden. Bei dunkler gefärbten Rhomboederchen mit einem Punkt im Zentrum handelt es sich um Ankerit und in Form von schwarzen bis dunkelrotbraunen, vollkommenen Rhomboedern erscheinen Sideritkristalle. Quarzkörner fehlen fast ausnahmslos in der grauen Echinodermenbreccie; nur sekundäre Kieselsubstanz konnte hier und dort in spärlichen Mengen ausgeschieden werden.

B. SANDARME BIS SANDFREIE SPATKALKE

Die Anwitterung ist annähernd dieselbe schmutziggraugelbliche wie bei der grauen Echinodermenbreccie, sie kann aber auch stellenweise dunkelbraungrau sein. Im Bruch erscheint das Gestein grau oder kamelbraun, feinkörnig mit glänzenden Spatplättchen. Die nicht immer zahlreich vorhandenen Bruchstücke von Echinodermen, Bryozoen und Foraminiferen sind schlecht sortiert, im Gegensatz zur soeben besprochenen Gruppe. Die Grundmasse bildet ein Gemisch von stark zerkleinerten, zusammengekitteten Karbonatkörnern, wahrscheinlich eine Art Echinodermengrus, und aus grobkristallinem sekundärem Kalzit. Der Sandanteil ist so gering, dass er für das Gestein bedeutungslos ist. Die wenigen eckigen oder subangularen Quarzkörner sind nie grösser als 0,06 mm. Kieselsubstanz fehlt gänzlich. Der Eisengehalt ist ebenfalls gering und offenbart sich lediglich in der Anwesenheit einiger Ankeritkriställchen.

C. FEINSPÄTIGE BIS DICHTER KALKE

Das Hauptmerkmal ist die äussere Ähnlichkeit mit dem Schiltkalk, nämlich die graugelbgefleckte Anwitterung. Im Bruch sind diese Kalke mittel- und dunkelgrau oder aber hellgrau mit gelben Limonitpunkten. In einer fein- bis kryptokristallinen, selten ganz dichten Kalzitgrundmasse mit Anhäufungen von Ankerit- und Dolomitkriställchen, sind bis 30% undeutlich sichtbare, der Grundmasse irgendwie einverleibte Organismentrümmer aller Art anzutreffen. Ferner fehlt es nicht an bis 1 mm grossen, frischen oder limonitisierten Pyritkriställchen. Augenfällig ist vor allem in autochthonen Gebieten ein grobkristallines Kalzitgefüge, das vermutlich eine stark umkristallisierte graue Echinodermenbreccie darstellt, was bei den metamorphen Gesteinen noch erläutert werden wird.

Sehr bemerkenswert sind einzelne im Schliff sichtbare, kleine, neogene Plagioklasse, manchmal verzwilligt mit gut ausgebildeten Endflächen, z. T. nachträglich etwas angelöst. Daneben finden sich auch vereinzelt kleinste Quarzkörner.

4. Der Blegi-Oolith

Von allen Gesteinstypen des Doggers ist der Blegi-Oolith makroskopisch, mikroskopisch und stratigraphisch am leichtesten klassierbar, nicht zuletzt darum, weil diese Gruppe stets deutlich sichtbar von ihrem Liegenden und Hangenden abgegrenzt ist und das Gestein durch seinen Oolithcharakter und seine Farbe sich markant hervorhebt. Dieser Farbunterschied manifestiert sich aber in den einzelnen Gebieten ganz verschieden. Es tritt nämlich nicht überall ein schönes wein- und rostrotes Gestein auf, sondern mancherorts wittert es orangegelb und ockerfarbig an mit nur wenigen dunkleren Ooidschnüren. Im autochthonen Gebiet ist der Blegi-Oolith ein lauchgrüner und violettgrauer, dichter Kalk mit oft spärlich vorhandenen und undeutlich sichtbaren Ooiden. Der klassische rote Eisenoolith, wie er hauptsächlich in den tieferen helvetischen Decken vorkommt, ist ein sehr zäher, dichter bis erdiger Kalk, mit zahlreichen, dunkel herauswitternden Eisenooiden, die bei starker Anhäufung eisenoxydische Krusten bilden können, oder je nach den differenziellen Bewegungen hämatitisch glänzende Rutschharnische entstehen lassen. Der Ooiddurchmesser schwankt stark zwischen 0,1 und 1,5 mm; in ein und demselben Gestein können also sehr verschieden grosse Ooide beieinanderliegen. Desgleichen variieren die Ooidformen; relativ selten trifft man in einem mikroskopischen Bild eine grössere Anzahl schön kugelige Individuen, sondern vielfach sind sie etwas elliptisch deformiert oder zerbrochen und zerdrückt. In den tektonisch stark beanspruchten Gebieten, wo auch das Muttergestein verschiefert ist, können Ooide gestreckt und bis zur makroskopischen Unkenntlichkeit ausgewalzt und mikroskopisch nur noch als langgezogene Schmitzen erkennbar sein. Die Streckung der Ooide hängt sehr von den lokalen Druck- und Zerrungsverhältnissen ab. Anhand solcher Ooide für bestimmte Gebiete entsprechende durchschnittliche Streckungsbeträge festzusetzen und daraus etwa weitere tektonische Schlüsse ziehen zu wollen, wäre wohl illusorisch. Denn selbst in ein und demselben Handstück oder Dünnschliff können bis zehnfach gestreckte neben kugeligen, gänzlich «unbehelligten» Ooiden gelagert sein.

Chamosit ist die aufbauende, primäre Substanz aller Ooide; sie ordnet sich mit konzentrischer Struktur um das Zentrum ein oder um den Kern, sofern ein solcher existiert, hier und dort sind Kalzitringe dazwischengelagert. Ferner treten, innerhalb der Ooide und ebenfalls in konzentrischer Anordnung, meist limonitisierte Hämatitpartikelchen auf. Bei grösseren Quantitäten solcher Partikel entstehen dunkle dichte Ringe und zuletzt kann das ganze Ooid davon bedeckt sein. und unter dem Mikroskop vollständig opak erscheinen. Hieraus kann wohl mit einiger Sicherheit behauptet werden, dass die Hämatitisierung ein nachträglicher Prozess ist, wie dies L. DÉVERIN (1945) postuliert. Solche Bildungen sind also bei den sog. typischen Eisenoolithen im Deckengebiet anzutreffen. Sie sind aber immer noch eisenarm im Vergleich mit dem Eisenerz beispielsweise von Erzegg und Planplatte im Berner Oberland. Im autochthonen Gebiet ist Chamosit fast ausnahmslos

bestehen geblieben, selten ist er umgewandelt in einen grobfaserigen, in polarisiertem Licht lavendelblauen Chlorit mit darunter gemengten Kieselfasern, währenddessen der Chamosit stets oliven- oder sattgrün erscheint.

Die Ooidkerne sind meist schwer zu erkennen oder überhaupt nicht vorhanden. Sie bestehen sämtlich aus detritischen Karbonatkörnern, wozu in der Hauptsache Echinodermenreste, insbesondere Crinoidenreste dienen. Aber, wie bemerkt wurde, kann der Chamosit das Ooidzentrum vollständig ausfüllen, der Kern ist also chamositisiert, oder durch blässere Farbe und äusserst schwach umrissen noch sichtbar, die organogene Struktur ist selten erhalten. So scheinen, nach dem eben ausgeführten, die Ideen L. DÉVERINS durchaus denkbar, wonach Ooide durch metasomatische Umwandlung von zoogenen Kalken entstanden sein sollen, und wonach der in den Echinodermen primär vorhandene Magnesiumgehalt auf die Chamositbildung fördernd gewirkt hat.

Frische Pyrit- und Magnetitkörner finden sich häufig wie eingefressen in die Ooide, wobei sie gegebenenfalls Grössen wie jene selbst erreichen. Als Grundmasse dient ein dichter bis kryptokristalliner Kalzit mit Netzen und Einzelindividuen von Dolomit und Ankerit, oder aber es herrscht, in der Minderheit der beobachteten Fälle, eine wohl sekundär entstandene, fast grobkristalline Kalzitmasse vor. In der dichten Matrix finden sich, wie bei den dichten Kalken der Reischiben-Serie, undeutliche Echinodermenfragmente und kalzitisierte Spongiennadeln. Die daraus abgewanderte Kieselsäure diente wohl dem Aufbau des eisensilikatischen Minerals Chamosit, und der Überschuss sind weitverstreute Kieselpartikel in der Grundmasse. Von den immer wieder auftretenden Foraminiferen sind die Globigerinen die häufigsten. Sie werden von ARN. HEIM (1916, S. 532) vom Walenstadter Berg erwähnt, abgebildet und genauer zu bestimmen versucht. Globigerinen kommen auch in der Mürtschen-Decke, überall am Mürtschenstock sowie am Firzstock an der Grenze von Blegi-Oolith und Schiltkalk vor (P. ALLENBACH, 1961, F. SEIFFERT, 1962). Dass es sich hier nicht um einige lokale, sondern um weiter verbreitete Vorkommen handelt, erweisen auch die Funde von Globigerinen an der Malm-Dogger-Grenze Süddeutschlands (E. & I. SEIBOLD, 1961).

Die Ooidbildung erfolgt vermutlich nicht immer in einem kontinuierlichen Vorgang, wie man dies leicht in einigen Fällen feststellen kann. So sind beispielsweise zerbrochene Ooide durch die Wasserbewegung gerollt und gerundet worden oder es haben sich um ein oder mehrere solcher zerstörter Ooide nachträglich sphärischer Kalzit und ein Kranz von Sideritkriställchen gebildet.

5. Die metamorphen Doggergesteine

Die Vorkommen sind auf relativ wenige Regionen im Autochthon beschränkt, am meisten metamorph ist der Dogger im Taminsergebiet, etwas weniger bei Vättis, ferner am Kleintödi, am Piz Dartgas (Kistenpass) und bei Disentis.

Die Molser-Serie ist in den aufgezählten Gebieten nur durch die Basisspatkalke und Konglomerate vertreten (welche bereits beschrieben worden sind), nicht aber durch die ebenflächigen Tonschiefer. Eine Vorstellung, wie diese metamorph ausgesehen haben würden, gewinnt man dort, wo im autochthonen unteren Dogger

die fast sandfreien, nur schwach gewellten Schiefertone eine leichte Umwandlung in Tonschiefer erfahren haben, welche nie über den epimetamorphen Bereich hinausreicht.

Bei den Tonschiefern lassen sich zwei verschieden starke Umwandlungsgrade unterscheiden: Die schwächer beanspruchten Schiefer sind mausgrau, mattglänzend, blättrig und leicht zerbröckelnd; vereinzelte Glimmerblättchen sind von Auge gerade noch sichtbar, von einer Serizitisierung kann daher nicht schon gesprochen werden. Sie erinnern stark an gewisse kalkfreie Bündnerschiefertypen, wie etwa derjenigen der gleichaltrigen Coroi-Serie des östlichen Gotthardmassivs (W. JUNG, 1963). Charakteristisch ist zudem eine äusserst feine Lineation auf den Schichtflächen, deren Richtung z. B. im Breitagertentobel bei Vättis (Profil 53) ungefähr parallel zur allgemeinen Streichrichtung festgestellt werden konnte. Durch den stärkeren Metamorphosegrad entstanden hellgraue, seidenglänzende Serizitschiefer; in sandigen Schiefen wurde hübsche Kleinfältelung beobachtet. Unter dem Mikroskop (Fig. 17) ist diese Kleinfältelung dadurch sichtbar, dass sich das kohlige Pigment in schmalen Lagen längs den Clivageflächen angesammelt hat (vgl. P. NIGGLI, 1944).



Fig. 17. Dünnschliff eines verfältelten serizitischen Tonschiefers mit Clivageflächen.

Die Sandsteine, Quarzite und Sandkalke der Bommerstein-Serie lassen sich als solche makroskopisch nur erkennen, wenn sie von Serizitschiefern durchsetzt sind. Unter dem Mikroskop zeichnen sie sich durch den Gehalt an sekundärem, fein- oder grobkristallinem Quarz aus, meistens fein verwoben mit Serizitschüppchen. Die detritischen Quarzkörner selbst, wie schon bei den autochthonen Basis-konglomeraten bemerkt wurde, lieferten das Material für den Kieselreichtum und haben durch diese An- und Auflösungsvorgänge mehr oder weniger ihre ursprüng-

liche Form eingebüsst. In seltenen Fällen ist es sogar zu einer totalen Zersetzung des klastischen Kornes gekommen, wobei nur noch ein filziges Gemenge von feinkörniger kieseliger und kalkiger Substanz vorliegt. Besonders häufig aber kann man in feinkörnigen, quarzreichen Gesteinen zwischen primärer und sekundärer Quarzmasse nicht mehr unterscheiden, d. h. ob es sich um detritische Körner oder um grobalkalisch kristallisierte Kieselsubstanz handelt.

Es braucht wohl nicht besonders hervorgehoben zu werden, dass auch die Organismenanteile ebenfalls bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt sein können. Auch hier sind alle Übergänge möglich, von vereinzelt, noch deutlich sichtbaren Echinodermenstrukturen bis zur totalen Umkristallisation des gesamten klastischen Karbonatmaterials unter Bildung eines holokristallinen, feinkörnigen Kalzitgefüges.

Ähnliche Vorgänge haben sich in der grauen Echinodermenbreccie der Reichibben-Serie abgespielt. Im Feld ahnt man solche Umwandlungen anhand der zahlreichen, mit äusserst grobkristallinen Kalzitmassen ausgefüllten Klüfte, die das Gestein in allen möglichen Richtungen durchschneiden. Die ursprünglichen Spatkalke und Echinodermenbreccien sind zu grob- bis kryptokristallinen Kalzitmassen verändert worden, durchsetzt mit grossen Flecken von netzartigen Geweben von Dolomit- oder dunkelbraunfarbigen Ankeritkriställchen. Merkwürdigerweise enthalten diese Gesteine stets etwas Kieselsubstanz oder gar feine eckige Quarzkörner. Makroskopisch sind sie, abgesehen von den Klüften, von einem gewöhnlichen Spatkalk oder dichten Kalk kaum zu unterscheiden.

Was zu metamorphen Eisenoolithen zu sagen ist, wurde bereits im Kapitel über den Blegi-Oolith (s. S. 505) ausgeführt.

VII. Allgemeine paläogeographische und fazielle Aspekte

A. Faziesgebiete

Das paläogeographische Bild der Sedimentationsräume des osthelvetischen Doggers, wie wir es in Fig. 18 für die Bommerstein-Serie darzustellen versucht haben, kann nur als ein äusserst hypothetisches Gebilde aufgefasst werden. Dies ist vor allem durch die Lückenhaftigkeit der Doggeraufschlüsse bedingt, ferner durch die rasche Veränderlichkeit der Ablagerungen, die ein Erkennen der Isopenverläufe nahezu vereitelt und nicht zuletzt durch das Problem von Deckenbeheimung und -geometrie, von dem später noch die Rede sein wird.

Es seien zunächst die Faziesgebiete in ihrer Charakteristik einzeln erläutert (vgl. Fig. 18):

1. *Vättiser Faziesgebiet*: Es weist eine ziemlich deutlich erkennbare Dreiteilung der Bommerstein-Serie auf in unten mächtige knorrige Eisensandsteine, hierauf chamositische, feinkörnige Kalksandsteine mit Spuren von Lumachellenkalk und oben quarzitisches Tonschiefer. Mehr oder minder konstante Mächtigkeiten.

2. *Taminser Faziesgebiet*: Typisch ist das vollständige Fehlen von grobcalcarenitischen Bildungen. Die untere Bommerstein-Serie enthält knorrigen, kalkhaltigen