Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 54 (1961)
Heft: 1

Artikel: Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura
Autor: Merki, Paul
Kapitel: Lithologie und Stratonomie
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162819

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 10.12.2025

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

Untersuchungsgebietes mit den Äquivalenten in Südwest- und Mitteldeutschland und mit dem autochthon-helvetischen Rötidolomit vergleichen.

Die Feldarbeit bestand zur Hauptsache in der Aufnahme von Detailprofilen. Dabei zeigte es sich bald, dass eine Gliederung des Oberen Muschelkalkes nach lithologischen Gesichtspunkten möglich sein sollte. Die festgestellten Leithorizonte weisen zum Teil geringe Mächtigkeiten auf, und so musste die Aufnahme von Profilen auf gute Aufschlüsse, wie Steinbrüche, Strasseneinschnitte und Bachtobel beschränkt werden. Es war mir nicht möglich, die allein über hundert Druckseiten füllenden Beschreibungen der 85 aufgenommenen Detailprofile hier wiederzugeben. Eine vollständige Sammlung der Profilbeschreibungen befindet sich in der Bibliothek des geologischen Institutes der ETH in Zürich. Die Sammlung der Handstücke und Fossilien, die angefertigten Dünnschliffe und die Schlämmproben sind ebenfalls am obgenannten Institut deponiert.

LITHOLOGIE UND STRATONOMIE

I. LITHOLOGISCHER AUFBAU DER UNTERSUCHTEN SCHICHTFOLGE

Die Gliederung des Oberen Muschelkalkes im allgemeinen, und die Parallelisierung der einzelnen Profile im speziellen, erfolgt in dieser Arbeit vorwiegend nach lithologischen Gesichtspunkten. Es ist deshalb notwendig, ein petrographisches Kapitel einzuschieben und die verwendeten Begriffe zu definieren.

1. Untersuchungsmethoden; zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Dünnschliff

Die makroskopische Betrachtung der auftretenden Gesteine erlaubt es, verschiedene Schichtkomplexe der einzelnen Profile miteinander zu parallelisieren. Für Untersuchungen spezieller Natur sind jedoch Dünnschliffe unerlässlich. Die Dicke der angefertigten Schliffe ist im allgemeinen etwas grösser (0,04–0,05 mm) als die der gewöhnlichen, petrographischen Dünnschliffe. Als sogenannte «palaeontologische Schliffe» lassen sie die Struktur der organogenen Komponenten noch gut erkennen, sind aber zur Mineralienbestimmung weniger geeignet. Dies spielt aber bei der Armut an detritischen Mineralien eine kleinere Rolle.

Zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit im Dünnschliff wurde eine Färbmethode angewendet, die von J. Neher, Zürich und Dr. E. Rohrer, Igis entwickelt worden ist. Da eine Publikation darüber noch aussteht, sei die Methode hier, mit Einverständnis von J. Neher, kurz beschrieben.

Als Färbemittel wird Delafield-Reagens (Alaun-Haematoxylin), wie es bei der Ciba und bei Siegfried AG im Handel erhältlich ist, verwendet. Dass Haematoxylin, das in der Biologie für Kern- und Protoplasmafärbung verwendet wird, auch zur Färbung des Kalzits herangezogen werden kann, ist nicht neu (Fairbanks, 1925). Neu und ausgesprochen einfach ist jedoch die spezielle Methode, die von Neher und Rohrer entwickelt worden ist. Auf den gereinigten Dünnschliff wird mit dem Pinsel reichlich Delafield-Reagens aufgetragen, das man 45–75 Sekunden einwirken lässt. Nachher wird der Schliff mit Leitungswasser

gereinigt, zum Trocknen ausgelegt und gedeckt. Sämtliche aus Kalzit und Aragonit gebildeten Bestandteile zeigen nach dieser Behandlung eine violette Färbung. Die Intensität der Färbung ist abhängig von der Dauer der Behandlung mit dem Delafield-Reagens.

Die Wirkungsweise ist nach Angaben der Herren NEHER und ROHRER etwa die folgende: Das im Handel erhältliche Alaun-Haematoxylin ist schwach angesäuert und reagiert daher mit $CaCO_3$ unter Entwicklung von CO_2. Dabei setzt sich das Haematoxylin in Form eines Niederschlages auf dem Kalzit nieder.

Man vermeide Trocknung der behandelten und gedeckten Schliffe bei zu hohen Temperaturen, da sich im Niederschlag sonst Risse bilden könnten. Zur Färbung von Handstücken und Anschliffen ist diese Methode ungeeignet.

2. Struktureller und textureller Aufbau der Sedimente

A. Kalke

Die Kalke, die die Serien des Trochitenkalkes (im stratigraphischen Sinn) und des Plattenkalkes aufbauen, sind von sehr mannigfaltiger Art, so dass es in dieser Arbeit unmöglich ist, auf alle Variationen näher einzugehen. Die häufigsten und charakteristischen Ausbildungsformen sollen im folgenden näher beschrieben und in bezug auf ihre Genese untersucht werden.

a) Krypto- bis makrokristalline Kalke ohne grössere Mengen von organogenem Detritus

Dichte Kalke sind selten zu beobachten. Dagegen sind fein- bis mittelkörnige Kalke, mit meist nur geringem Anteil pelitomorpher Bestandteile, sehr verbreitet[1]). Sie können in kompakten, in seltenen Fällen mehrere Meter mächtigen Komplexen auftreten, aber auch in dünnen Schichten, die mit dolomitischen Kalken und Schillkalken wechsellagern.

Eigenartige Ausbildung zeigen gewisse Schichtpakete des Plattenkalkes in den nördlichen Teilen des Untersuchungsgebietes. Es ist eine äusserst regelmässige Wechsellagerung von 7–15 cm dick gebankten, feinkörnigen Kalken und 3–5 cm starken, beigen, teilweise tonreichen, dolomitischen Lagen zu beobachten. In den Profilbeschreibungen wird dafür die Bezeichnung «Kalke mit dolomitischen Fugen» verwendet. Diese rhythmisch gegliederten Schichtpakete lassen auf ruhige Sedimentationsverhältnisse und auf einen in gewissen Grenzen schwankenden Chemismus des Wassers schliessen.

Grobkörnige Kalke, die zu den «kristallinen» Kalken überleiten, sind ebenfalls verbreitet. Sofern es sich nicht um Calcarenite handelt, verdanken sie ihre Existenz Umkristallisationsvorgängen, wie dies die Schliffbilder deutlich zeigen.

b) Schillkalke (Schalentrümmerkalke)

Schillkalke sind im Trochitenkalk und im Unteren Plattenkalk sehr verbreitet. Ihre Textur variiert ausserordentlich stark. Nach Grösse und Erhaltungszustand

[1]) Solche Kalke nennt man in Deutschland «Blaukalke». Wir verzichten bewusst auf die Verwendung des Begriffes, da eine lithologische Benennung nicht mit einer manchmal zu beobachtenden Anwitterungsfarbe definiert werden sollte. Zudem bezeichnet man auch ein Schichtglied des unteren Dogger als «Blaukalke».

der Schalenreste sowie nach der Konstitution des Bindemittels werden zwei Haupttypen unterschieden:

Halbschillkalke (nach A. H. MÜLLER, 1950): lockere Lagerung relativ grosser Schalenbruchstücke und ganz gebliebener Schalen in meist kryptokristallinem Bindemittel (Fig. 1, Taf. I). Der Leithorizont der Coenothyrisbank, wo dolomitisierte Schalen und Schalenteile von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) einem krypto- bis makrokristallinen Kalk eingestreut sind, ist ein Spezialfall eines Halbschillkalkes.

Bruchschillkalke: lockere bis sehr dichte Lagerung von gerollten Schalenbruchstücken in krypto- bis makrokristallinem Bindemittel. Kalkgerölle finden sich oft in Bruchschillbänken, vorwiegend an deren Basis. Ooide und Onkoide sind ebenfalls vertreten, einzeln oder in Nestern (Fig. 2, Taf. I). Bruchschillkalke, deren organogener Detritus vor der endgültigen Sedimentation zu Kalksand zerkleinert worden ist, werden als Calcarenite (bioklastisch) bezeichnet.

Geschichtete Anordnung der Schillelemente kann oft beobachtet werden (Fig. 2, Taf. I). Wirre Lagerungsverhältnisse sind ebenfalls anzutreffen (Fig. 4, Taf. I). Vielfach kann Vertikalsortierung nach der Grösse innerhalb einzelner Schillbänke festgestellt werden (Fig. 3, Taf. I).

Bruchschillkalke zeigen im Dünnschliff manchmal eine mehr oder weniger starke, bruchlose Verformung der Schalenreste. Setzungserscheinungen im kaum verfestigten Sediment, verbunden mit Umkristallisationsvorgängen, mögen diese Verformungen bewirkt haben. Dass das Bindemittel in solchen Schillkalken stets grobkörnig struiert ist, lässt ebenfalls erkennen, dass Umkristallisationen stattgefunden haben (Fig. 5, Taf. I).

Sehr selten kann selektive Silifizierung der Schalenreste beobachtet werden. Der Kalzit der Schalen ist teilweise durch Chalzedon, später durch Quarz ersetzt worden. Epigenetische Dolomitisierungserscheinungen sind in allen Schillkalken der untersuchten Schichtfolge festzustellen; in einem der folgenden Kapitel wird näher darauf eingegangen werden.

Stratigraphisch von Bedeutung sind Bruchschillkalke und Calcarenite in der Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk, die Glaukonit führen. Der Glaukonit, meist xenomorph und vielfach limonitisiert, findet sich in Säumen rings um Schalentrümmer oder in Nestern angereichert. Es ist interessant, dass sich assoziiert mit diesen Glaukonitnestern auch immer Körneraggregate von idiomorphen Dolomitkristallen beobachten lassen.

c) Trochitenkalke (im lithologischen Sinn)

Kalke, die, abgesehen vom immer bedeutenden Anteil des Bindemittels, nur aus Encrinitenresten bestehen, sind äusserst selten. Die wechselnde mengenmässige Trochitenführung bedingt eine Nomenklatur für Profilaufnahmen:

Trochitenkalk (Encrinitenkalk)
Schill führender Trochitenkalk
Schill-Trochitenkalk
Schillkalk mit Trochiten
Schillkalk

Diese Reihe zeigt, dass sich die Trochiten meist in den Schillkalken eingestreut finden. Dem entsprechend, tragen die Stielglieder auch immer Spuren von Abrollung. Einbettung von Encrinitenresten in dichten bis mittelkörnigen Kalken ist nur selten zu beobachten.

Das Auftreten von *Encrinus liliiformis* LAM. ist auf den Trochitenkalk (im stratigraphischen Sinn) und, wenigstens in einzelnen Teilen des Untersuchungsgebietes, auf den Unteren Plattenkalk beschränkt.

Es ist in der Regel unmöglich, auch in benachbarten Profilen, einzelne Schill- und Trochitenlagen miteinander zu parallelisieren. Die Betrachtung der Encriniten- und Schillkalke zeigt, dass es sich um Thanatocoenosen handelt, die durch Strömungen zusammengeschwemmt wurden. Die Sedimentation erfolgte in flachen Vertiefungen des Meeresgrundes, teilweise auch in Strömungsrinnen. Die im kleinen stets wechselnde Topographie des Meeresgrundes und die ändernden Strömungsverhältnisse bedingten die wechselvolle Sedimentation, wie sie in den Profilaufnahmen zum Ausdruck kommt. Schill- und Trochitenkalkbänke lassen oft einen Ablagerungszyklus erkennen: Eine Bank beginnt mit einer Lage feinkörnigen Kalks. Mit scharfer Grenze setzt plötzlich die Sedimentation von Trochiten und groben Schillelementen ein. Gegen oben folgen immer feinere organogene Komponenten, bis der Absatz des Detritus stagniert, worauf eine weitere Lage feinkörnigen Kalks zum Absatz kommt, die den Zyklus abschliesst. Die Mächtigkeit der Bänke, die je einen Zyklus umfassen, schwankt zwischen 5 und 50 cm.

d) Oolithe

Schalentrümmersedimente mit Ooiden treten in einzelnen Bänken im ganzen Hauptmuschelkalk auf, was den allgemeinen Faziesverhältnissen entspricht. Wichtiger sind die eigentlichen Oolithe, deren Auftreten auf bestimmte Horizonte beschränkt ist:

1. Oolith im Unteren Trochitenkalk (Basaloolith); nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes.
2. Dolomitisierte Oolithe in der Grenzregion Plattenkalk/Trigonodusdolomit (Giebenacher Oolith, Eptinger Oolith).
3. Vollständig dolomitisierte, nur noch unter dem Mikroskop diagnostizierbare Oolithe in höheren Teilen des Trigonodusdolomits (Kaistener Schichten); nur im Aargauer Tafeljura.

Die Oolithe des untersten Trochitenkalkes präsentieren sich als reine Kalkoolithe. Die Kerne der Ooide werden von Kalzitkörnern und Schalensplitterchen gebildet. Nicht alle Ooide zeigen den charakteristischen, konzentrisch-schaligen Bau; vielfach haben Umkristallisationen stattgefunden. Das Bindemittel ist kryptobis mikrokristallin. Die Oolithe enthalten nur geringe Mengen stark gerollter Schalenbruchstücke und Encrinitenreste (Fig. 6, Taf. I).

Schillkalke mit Ooiden, die im Trochiten- und Plattenkalk in einzelnen, nicht über grössere Distanzen aushaltenden Bänken vorkommen, enthalten oft deformierte Ooide, was offenbar auf Setzungsvorgänge im noch unverfestigten Sediment zurückzuführen ist (Fig. 1, Taf. II). Interessant ist auch, dass wir in solchen

Kalken oft Dolomitisierung der Ooide, und nur der Ooide, beobachten können (Fig. 1, Taf. II). (Vgl. TRÜMPY, 1949 und SCHNEIDER, 1957).

Von stratigraphischer Bedeutung sind die Oolithe im obersten Plattenkalk und im unteren Trigonodusdolomit, die sich über grössere Distanzen verfolgen lassen. Die einzelnen Ooide sind alle beinahe völlig dolomitisiert. Der primäre, radiale und zugleich konzentrische Bau ist nicht mehr zu erkennen, und wir können nur mehr ein kugeliges Aggregat von Dolomit-Rhomboedern beobachten. Das Bindemittel, ursprünglich mikrokristalliner Kalzit, ist ebenfalls zum Teil dolomitisiert (Fig. 2, Taf. II).

Die Oolithe in höheren Teilen des Trigonodusdolomites sind vollständig umkristallisiert. Die Dolomitisierung hat auch das Bindemittel ergriffen, so dass selbst im Dünnschliff eine oolithische Struktur des Gesteins kaum mehr erkennbar ist. Die Umgrenzung der einzelnen Ooide wird jedoch vielfach noch durch ein dünnes Eisenhydroxydhäutchen angedeutet.

B. Dolomite

Als Dolomite bezeichnen wir Karbonatgesteine, deren Karbonatanteil zu über 50% aus Dolomitspat besteht. Als geschlossene Dolomitkomplexe sind Anhydritdolomit, Trigonodusdolomit und Grenzdolomit zu bezeichnen. Einlagerung von Dolomitbänken sowie epigenetische Dolomitisierung von Kalken sind jedoch Merkmale, die für den ganzen Hauptmuschelkalk bezeichnend sind. Es ist deshalb notwendig, etwas näher auf die Dolomite und Dolomitisierungserscheinungen im Oberen Muschelkalk einzugehen.

Es ist wahrscheinlich, dass die Dolomitkomplexe der untersuchten Schichtfolge nicht primär-sedimentärer Natur sind. Es scheint sich vorwiegend um Dolomite zu handeln, die durch Umwandlung von Kalkschlamm entstanden sind. Die Umwandlung kann syngenetisch, kurz nach Ablagerung des Kalkschlammes, oder im Verlaufe der Diagenese erfolgt sein. Bei syngenetischen Dolomiten müssten folgende Eigenschaften zu erwarten sein: gute Schichtung, geringes Porenvolumen, relativ feinkörnig (wenigstens zum Teil), vielfach fehlende Idiomorphie der Dolomitkristalle, Einlagerung von Gips oder Anhydrit. Als weiteres, wichtiges Merkmal darf eine verarmte und degenerierte oder auch ganz fehlende Fauna erwartet werden. Diagenetische Dolomite sind dagegen oft grobkörnig und stark porös, bei vielfach ausgeprägter Idiomorphie der Dolomitkristalle. Wie die Bildung der syngenetischen und diagenetischen Dolomite im einzelnen vor sich geht, ist noch ein ungelöster Fragenkomplex. Nach THEODOROWITSCH (1955) wird die Bildung des Magnesiumkarbonates bei Zersetzung organischer Reste gefördert. In diesem Zusammenhang ausserordentlich wichtig und ganz neue Perspektiven eröffnend dürfte auch die Tatsache sein, dass sich Bakterien und andere niedere Organismen massgebend an Mineralumwandlungen beteiligen können (RUCHIN, 1958; NEHER und ROHRER, 1958, 1959).

Der Dolomitkomplex der obersten Anhydritgruppe, genannt Anhydritdolomit[2]), zeigt im ganzen Untersuchungsgebiet gleichbleibende Ausbildung. Beiger, im

[2]) «Anhydritdolomit», durch BRÄNDLIN (1911) als stratigraphischer Begriff eingeführt, bedeutet «Dolomit der Anhydritgruppe». Damit wird also nicht ausgesagt, dass der zur Diskussion stehende Dolomitkomplex Gips oder Anhydrit führe.

trockenen Zustand fast weisser, mikro- bis makrokristalliner, poröser, sehr gut gebankter Dolomit. Der Grad der Idiomorphie der Dolomitkristalle wechselt stark. In grobkörnigen Lagen können vollständig ausgebildete Dolomit-Rhomboeder häufiger beobachtet werden. Interessant sind Entdolomitisierungserscheinungen, die zur Bildung von grossen Kalzitkristallen und Kristallaggregaten geführt haben. Dabei sind Pseudomorphosen von Kalzit nach Dolomit keine Seltenheit. Der Dolomitanteil im Gestein (in Volumprozenten, bestimmt durch lineare Auszählung von Dünnschliffen) schwankt zwischen 70 und 95%.

Die Ausbildung des Trigonodusdolomits ist wechselvoll. Grundtyp ist der mittelkörnige, beige, poröse Dolomit, der bis faustgrosse Hohlräume enthält, deren Wände mit einem Rasen von Kalzitkristallen überzogen sind. Organogene Reste wie Schalentrümmer sind immer vertreten, wenn auch vielfach nur im Dünnschliff erkennbar. Die einzelnen Dolomitkristalle sind grösstenteils idiomorph und zeigen innerhalb eines Dünnschliffes gleichbleibende Grössenordnung. Analoge Entdolomitisierungserscheinungen wie im Anhydritdolomit sind häufig. Der volumenmässige Dolomitanteil im Gestein beträgt 60 bis 90%.

Die bei makroskopischer Betrachtung äusserst grobkörnigen, stark porösen und oft rosa gefärbten Dolomite im oberen Teil des Trigonodusdolomites zeigen im Dünnschliff vielfach eine trotz der Umkristallisation noch erkennbare oolithische Struktur. Bekannt ist die reiche Fossilführung dieser Schichten im Gebiet Laufenburg–Frick. Die Schalen der Petrefakten sind nicht erhalten, sie sind wohl durch zirkulierende Wässer herausgelöst worden. Im Dünnschliff lassen sich aber stellenweise noch kalzitisch erhaltene Schalenreste erkennen.

C. Dolomitisierungserscheinungen in Kalken

Alle Dünnschliffe von Kalken der untersuchten Schichtfolge lassen Dolomitisierungserscheinungen beobachten. Diese epigenetischen Mineralumwandlungen entstehen bei Anwesenheit von zirkulierenden Lösungen im bereits verfestigten Sediment. Es ist anzunehmen, dass solche und analoge metasomatische Umkristallisationsvorgänge auch heute in den Gesteinen vor sich gehen.

Allgemein sei festgehalten, dass die Intensität der Dolomitisierung im unteren Teil des Trochitenkalkes am geringsten ist[3]). Mit zunehmender stratigraphischer Höhe werden die Dolomitisierungserscheinungen immer häufiger, und Teile des Plattenkalkes können regional in solchem Masse dolomitisiert sein, dass eine Abgrenzung zum hangenden Trigonodusdolomit nicht mehr möglich ist. Diese Zunahme des Dolomitanteils gegen oben steht offenbar in direktem Zusammenhang mit dem Grosszyklus, der den Oberen Muschelkalk umfasst. Die Sedimentation lässt, wie später gezeigt werden soll, schon im Plattenkalk auf zunehmende Einengung des Meeres und damit auf stärkere Mineralisation des Wassers schliessen.

Die Dolomitisierung erfolgte selektiv, im Grossen wie im Detail betrachtet. Dichte und feinkörnige Kalke sind, entsprechend dem geringeren Porenvolumen, weniger stark dolomitisiert als grobkörnige Kalke. Bekannt ist, dass jede Schicht-

[3]) Die Dolomitkomplexe, die sich als Einlagerungen im unteren Trochitenkalk des Weissenstein-Gebietes und des unteren Wutachtales finden, sind Ausnahmefälle. Im übrigen postulieren wir für diese Dolomite syngenetische Entstehungsweise, wie für den Anhydritdolomit.

fuge einem Sedimentationsunterbruch entspricht. Schichtoberflächen mit den darauf zu beobachtenden Frassgängen und Rhizocorallien sind vielfach dolomitisiert. Auch die U-förmigen Wohnröhren gewisser nackter Organismen zeigen in der Regel eine dolomitische Füllung. Hier erfolgte die Dolomitisierung offensichtlich während des Sedimentationsunterbruches.

In oolithischen Kalken oder Schillkalken, die Ooide enthalten, werden diese durch kugelige Aggregate von Dolomitkristallen ersetzt (Fig. 1 und 2, Taf. II). Wie schon SCHNEIDER (1957) feststellt, werden die Ooide vor allen anderen Komponenten des Kalkes von der Dolomitisierung erfasst. Schalentrümmer erweisen sich im allgemeinen als sehr resistent und werden nur bei fortgeschrittener Umkristallisation aller übrigen Komponenten ebenfalls dolomitisiert. Selten kann aber auch der umgekehrte Fall beobachtet werden, indem die Schalenreste, und nur diese, von der Dolomitisierung erfasst worden sind. Es stellt ein sedimentologisches Kuriosum dar, dass ein solcher Kalk mit dolomitisierten Schalen (Coenothyrisbank) im Trochitenkalk des Ostjura einen über 3000 km² verfolgbaren Leithorizont darstellt. Encrinitenreste sind, auch in fast völlig dolomitisierten Kalken, beinahe stets kalzitisch erhalten. In dichten bis feinkörnigen Kalken, sowie im mikrokristallinen Bindemittel von Schillkalken, bilden epigenetisch entstandene Dolomitkristalle kugelige Aggregate (Fig. 1, Taf. I); es können aber auch einzelne Dolomitrhomboeder beobachtet werden. SCHNEIDER (1957) vertritt die Ansicht, dass die Anwesenheit von Tonmineralien und Fe-Verbindungen die Dolomitisierung begünstige. Tatsächlich finden sich Aggregate von idiomorphen Dolomitkristallen vielfach assoziiert mit Glaukonitnestern.

Die Umwandlung Kalzit $\rightleftarrows$ Dolomit ist reversibel, wie vielfach beobachtete Entdolomitisierungserscheinungen zeigen; diese sind aber gegenüber den Dolomitisierungsprozessen quantitativ nur von geringer Bedeutung.

D. Rauhwacken

Im Mittleren und Oberen Muschelkalk des Jura treten in ganz bestimmten Horizonten löchrig anwitternde, brecciöse Gesteine auf, die im wesentlichen aus zwei Komponenten bestehen:

1. Aus fein- bis grobkörnigem Dolomit in eckigen Brocken von unterschiedlicher Grösse.
2. Aus feinst- bis grobkörnigem Kalzit, der in Adern das Gestein durchzieht und die Dolomitbrocken miteinander verkittet.

In der auf das Juragebirge bezüglichen Literatur wird dieser Gesteinstyp als «Zellendolomit» bezeichnet. Vergleiche mit den Rauhwacken der alpinen Trias zeigen jedoch keine wesentlichen Unterschiede, die auf eine andere Genese schliessen lassen würden. Es handelt sich vielmehr um sehr gleichartige Gesteine, die nur entsprechend ihrer geographischen Verbreitung verschiedene Namen tragen. Da die Bezeichnung «Rauhwacke» allgemein gebräuchlich und besser definiert ist, ziehen wir es vor, in dieser Arbeit den Ausdruck «Zellendolomit»[4]) zu vermeiden.

[4]) BRÜCKNER (1941) definiert: «Die Zellendolomite sind Rauhwacken, deren Calcitanteil die Wände eckiger Zellen bildet, die von Dolomit erfüllt sind oder waren; dies ist der vorherrschende Strukturtyp der Rauhwacken.»

Die Entstehung der Rauhwacken war lange eine sehr umstrittene Sache, und es ist nicht Aufgabe dieser Arbeit, auf die verschiedenen diesbezüglichen, zum Teil längst überholten Theorien einzugehen. BRÜCKNER (1941) hat überzeugend dargelegt, dass Rauhwacken ein junges Verwitterungsprodukt sind, das sich unter dem Einfluss von Wässern aus primären Dolomit-Kalziumsulfat-Gesteinen bildet. Unserer Ansicht nach kann heute, abgesehen von einigen Spezialfällen rauhwackeähnlicher Gesteine, die Richtigkeit der These BRÜCKNERS nicht mehr in Zweifel gezogen werden.

Der untersuchte Triaskomplex des Juragebirges weist Rauhwackebildungen in drei verschiedenen stratigraphischen Horizonten auf:

1. Einstreuung von dünnen Rauhwackebändern im Anhydritdolomit.
2. Rauhwackelagen im Trigonodusdolomit.
3. 0,3–1,5 m mächtiges Rauhwackeband im obersten Grenzdolomit, das stratigraphischen Leitwert besitzt, morphologisch oft als Härterippe im Gelände markiert ist und so auch dem kartierenden Geologen gute Dienste leistet.

Im Trigonodusdolomit und im Grenzdolomit können alle Übergänge vom massigen, körnigen Dolomit bis zur typischen Rauhwacke beobachtet werden. Syngenetischer Dolomit mit primär nur geringem Kalziumsulfat-Gehalt präsentiert sich nach der Rauhwackebildung beinahe unverändert, nur von einem feinen Netzwerk von Kalzitadern durchzogen (Fig. 3, Taf. II). Dies wären Gesteine, die man eventuell als «Zellendolomite» bezeichnen könnte. War der primäre Anhydrit- oder Gipsgehalt grösser, so finden wir heute Dolomitbrocken, die in ein hartes Kalzitnetzwerk eingebettet sind. Das Mengenverhältnis zwischen Netzwerk (Kalzit) und Einschlüssen (vorwiegend Dolomit) ist stark variabel. Das Netzwerk kann sich in extremen Fällen zu einem beinahe kompakten Kalk zusammenschliessen, in dem nur noch vereinzelte Dolomiteinschlüsse schwimmen.

Die Dolomitbrocken bestehen bei allen Rauhwacken der untersuchten Schichtfolge aus einem fein- bis grobkörnigen, hellbeigen Dolomit, der an der Erdoberfläche leicht der mechanischen Verwitterung zum Opfer fällt. Das braune bis dunkelgraue Kalzitnetzwerk dagegen ist hart und widerstandsfähiger gegenüber der Verwitterung.

Die Rauhwacken der obersten Lettenkohle zeigen oft auch Einschlüsse von grünem Ton. Es lassen sich geschichtete Tonpaketchen beobachten, die nach allen Richtungen gekippt, ebenfalls in das Kalzitnetzwerk eingebettet sind. Das Muttergestein dieser Rauhwacken scheint aus einer dünnbankigen Wechsellagerung von Ton, Dolomit und Gips oder Anhydrit bestanden zu haben.

In Dünnschliffen lassen sich einige interessante Einzelheiten beobachten. Die Septen des Kalzitnetzwerkes erscheinen oft doppelwandig, das heisst, die Kalzitkristalle sind von aussen her gegen die Mitte des Septums gewachsen. Dies erklärt auch die Hohlräume, die bei dicken Kalzitadern längs deren Mittelebenen beobachtet werden können.

Sind die Dolomiteinschlüsse schon herausgewittert, so sind die Aussenwände des Kalzitnetzwerks vielfach von Fe-Pigment überzogen (Fig. 4, Taf. II).

Der Kalzit der Zellwände ist makrokristallin bei Dolomiten, die von Kalzitadern durchzogen sind und bei Rauhwacken mit relativ dünnem Kalzitnetzwerk.

Übersteigt der mengenmässige Anteil des Kalzits den des Dolomits, so kann sich das Netzwerk bis zu einem mikrokristallinen Kalk mit dolomitischen Einschlüssen verdichten.

Zahlreich sind im Kalzit die Einschlüsse von autogenen Quarzkörnern und Körneraggregaten. Auch finden sich im Netzwerk immer autogene Bildungen von Dolomitspat, teils als einzelne Kristalle, teils in Nestern. Es handelt sich dabei offensichtlich um spätere Dolomitisierung des Kalzits.

Als weiteren Beweis, der dafür spricht, dass Rauhwacken als junge Verwitterungsprodukte zu betrachten sind, können wir, zusätzlich den von BRÜCKNER beschriebenen Beobachtungen, noch folgendes beifügen: In der Schämbelen (Profil 48, Schicht 18) und westlich der Habsburg stehen die Schichten des Grenzdolomites im direkten Kontakt mit fluvioglazialen Schottern des Quartärs. Hier kann man nun im Dach des Grenzdolomites Rauhwacken beobachten, die quartäre Gerölle enthalten. Es muss sich also bei diesen Rauhwacken um eine subrezente Oberflächenbildung handeln.

E. Silexbildungen

Silexbildungen finden sich im ganzen Oberen Muschelkalk und im Anhydritdolomit. Horizontgebundene Anreicherungen solcher Konkretionan können als Leitniveaux verwendet werden. Makroskopisch lassen sich drei Haupttypen unterscheiden:

1. Rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen; häufig auf Schichtflächen.
2. Rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen, organogenen und anorganogenen Detritus enthaltend. Nur im Eptinger Oolith.
3. Plattige, dichte, gebänderte Silexlagen. Nur im Anhydritdolomit und im obersten Trigonodusdolomit.

1. Rundliche bis fladenförmige Silexkonkretionen mit wechselndem Karbonatgehalt finden sich im ganzen Hauptmuschelkalk. Ihr Vorkommen häuft sich an einzelnen Lokalitäten in der oberen Hälfte des Plattenkalkes und im basalen Trigonodusdolomit. Auffällig ist, dass diese scharf umgrenzten, leicht aus dem umgebenden Gestein sich lösenden Konkretionen beinahe ausnahmslos in stark dolomitisierten Kalken und in Dolomiten anzutreffen sind. Eine konzentrische Rippung oder Streifung, die die Konkretionen vielfach auf ihren Breitseiten zeigen, markieren verschiedene Wachstumsstufen. Makroskopisch erscheinen die grauen Konkretionen dicht. Im Dünnschliff lässt sich ein kryptokristallines Gefüge von Chalzedonsphärolithen und Quarzkörnern neben Kalzit- und Dolomitkristallen und akzessorischen Pigmentkörnern erkennen. In einigen Fällen konnte beobachtet werden, dass die Karbonatkristalle lagig angeordnet sind und so die primäre Sedimentschichtung noch erkennen lassen. Der zentrale Teil einer Konkretion kann nachträglich wieder entsilifiziert worden sein. Zurück bleibt eine poröse, weisse, leicht verwitterbare Masse, bestehend aus Kalzit und Dolomit.

2. In der weiteren Umgebung des Hauenstein greift der Eptinger Oolith in den obersten Plattenkalk hinunter. In diesen Schichten finden sich rundliche Silexknollen, die mit einer Rinde von grobkristallinem Hämatit überzogen sind. Während

die Strukturen der Ooide und des organogenen Detritus infolge der Dolomitisierung im umgebenden Gestein kaum mehr zu erkennen sind, sind sie im Innern der Konkretion prachtvoll erhalten geblieben. Die Ooide sind zum Teil silifiziert worden, zeigen aber ihren typischen, konzentrisch-schaligen und radial-fasrigen Bau; der Kern ist meist noch kalzitisch erhalten. Zudem sind auch viele Ooide und Teile der Grundmasse dolomitisiert. Die Schalentrümmer sind in ihren äusseren Teilen ebenfalls silifiziert (mikrosphärolithischer Quarzin), während die zentraleren Partien noch aus Kalzit bestehen[5]). Die Räume zwischen den detritischen Komponenten sind, soweit sie nicht durch ein silifiziertes, mit Dolomitrhomboedern durchsetzten Bindemittel erfüllt sind, durch ein Penetrationsgefüge von gleichzeitig auskristallisiertem Quarz und Kalzit ausgefüllt, wobei das Kristallwachstum von den detritischen Komponenten aus gegen die dazwischen liegenden Hohlräume zu erfolgte. Als Bestandteile des Detritus können auch monaxone Spongiennadeln beobachtet werden. Wir müssen mehrere Generationen von autogenen Mineralien unterscheiden, um das interessante Schliffbild dieser Konkretionen erklären zu können (Fig. 5, Taf. II).

3. Dunkelbraune oder weiss und schwarz gebänderte Silex-Platten, die immer parallel zur Schichtung liegen, sind charakteristisch für den mittleren Teil des Anhydritdolomits und den obersten Trigonodusdolomit. Dieser Silextyp gleicht zum Verwechseln dem «geschichteten Silex», wie ihn STÄUBLE (1959) aus dem Callovian des zentralen Schweizer Jura beschreibt. Der Dünnschliff zeigt ein dichtes Gefüge von Chalzedon und mikrokristallinem Quarz, welches Drusen umschliesst (Fig. 6, Taf. II). Die Bänderung der bis 20 cm dicken Silexplatten ist durch lagige Anreicherungen von Fe-Pigmenten, Dolomit- und Kalzitkristallen bedingt. Auch Einschlüsse von verkieseltem, organogenem Detritus sind zu beobachten, Spongiennadeln nur selten.

Mit der Genese der Silexbildungen im allgemeinen haben sich schon zahlreiche Autoren befasst. Die Meinungen sind auch heute noch geteilt. Es ist unwahrscheinlich, dass die für die Silex des Oberen Muschelkalkes benötigte Kieselsäure aus der halmyrolytischen Zersetzung von tuffogenen Mineralien entstanden war, da Anzeichen fehlen, die auf vulkanische Tätigkeit zu dieser Zeit im Germanischen Becken schliessen lassen würden. Als kieselsäureliefernde Organismen kommen Spongien (vielleicht auch Mikroorganismen) in Betracht, deren kalzitisch erhaltene Skleren in Calcareniten und Bruchschillkalken oft beobachtet werden können. Die Kieselsäure gelangte wohl durch Flüsse ins Muschelkalkmeer, wurde von den Spongien dem Wasser entzogen und später bei der Umkristallisation der Schwammnadeln wieder freigesetzt. Wie auch SCHNEIDER (1957) bemerkte, steht die Menge der feststellbaren Makroskleren in einem krassen Missverhältnis zu den volumenmässig recht beachtlichen Silexbildungen. Der Autor folgert daraus, dass ein Grossteil der Spongiennadeln führenden Sedimente nach der frühdiagenetischen Abgabe der Kieselsäure wieder abgetragen worden sei. Diese Erklärung ist etwas gesucht, und es ist zu beachten, dass Silexbildungen auch in Serien anzutreffen sind, wo Spuren von Aufarbeitungsprozessen fast völlig fehlen. Die Annahme,

[5]) Interessant ist die von STÄUBLE (1959) festgestellte Tatsache, dass verkieselter organogener Detritus meist aus Quarzin (opt. +), verkieseltes Bindemittel dagegen aus Chalzedon (opt. –) besteht.

dass die Spongiennadeln grösstenteils einfach gelöst wurden, erscheint uns jedenfalls plausibler. Zudem ist auch denkbar, dass bei metasomatischen Umkristallisationsprozessen die Strukturen der organogenen Bestandteile vielfach verloren gingen.

Es stellt sich auch die Frage nach der Bildungszeit der Silexkonkretionen. GRIPP (1954) postuliert mit guten Gründen spätdiagenetische Bildungszeit gewisser kretazischer Silexknollen. CAYEUX (1929), WETZEL (1937), ILLIES (1954) und RUTTEN (1957) haben dargelegt, dass aber die meisten Silexbildungen syngenetisch bis frühdiagenetisch entstanden sind.

Die beschriebenen Silex vom Typ 2. müssen sehr früh gebildet worden sein; jedenfalls vor der vollständigen Dolomitisierung des primär sedimentierten Kalkooliths. Da die Dolomitisierung spätestens im Verlaufe der Diagenese erfolgte, die Konkretionen aber zum Teil noch prachtvoll erhaltene Ooide – die, wie schon dargelegt, der Dolimitisierung zuerst anheimfallen – und nicht umkristallisierte Schalentrümmer enthalten, so ergibt sich für die Silexknollen spätestens frühdiagenetische Bildungszeit. Dass diese Konkretionen stets von einer Rinde grobkristallinen Hämatits überzogen sind, lässt sich vielleicht dahin erklären, dass das in einem sedimentären Flachseekalk stets vorhandene Fe bei der Dolomitisierung freigesetzt wurde und sich an den bereits bestehenden Silexknollen niederschlug, wo Sammelkristallisation stattfand.

Die Bildungszeit der übrigen zwei Silextypen kann nicht festgelegt werden, da entsprechende Kriterien fehlen. Wir neigen jedoch zur Ansicht, dass es sich ebenfalls um syngenetische bis frühdiagenetische Bildungen handelt.

F. Mergel und Tone

Tonreiche Sedimente sind, im Gegensatz zu Mittel- und Südwestdeutschland, im Oberen Muschelkalk des Juragebirges nicht häufig anzutreffen.

Über das ganze Untersuchungsgebiet verbreitet sind ein bis mehrere Bänder von Mergeln oder Mergelkalken an der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk. Es scheint sich um eine durchgehend synchrone Bildung zu handeln, die einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt.

Als weiteres Leitniveau existieren die Estherienschiefer der basalen Lettenkohle. Es handelt sich um graue bis braune, blättrige bis dünnschiefrige Tone mit zurücktretendem bis fehlendem Karbonatgehalt. Häufig sind die einzelnen Tonplättchen durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Charakteristisch ist die Fossilführung mit *Estheria minuta* (GOLDF.), *Lingula tenuissima* BRONN sowie Fischzähnen und -schuppen. Im Gegensatz zu FRANK (1928a), der die Estherienschiefer als Brackwassersediment betrachtet, glauben wir aus Gründen, die später noch dargelegt werden sollen, dass diese Schiefertone als marines Mangelsediment zu deuten sind, gleich wie Bonebed-Lagen (siehe S. 161 und 205).

II. STRATONOMISCHE BETRACHTUNGEN

Biostratonomie nennt WEIGELT (1919, 1927) die Forschungsrichtung, die sich mit der gegenseitigen Lage der Fossilien im Sediment und mit den Wechselbeziehungen zwischen Fossilien und Sediment befasst. Im Muschelkalk Deutsch-

lands werden stratonomische und ökologische Untersuchungen schon seit Jahrzehnten betrieben. Es sei auf die zahlreichen Publikationen von K. FIEGE, G. MAYER, A. H. MÜLLER und anderer Autoren hingewiesen.

1. Biocoenosen

Fossilisierte Lebensgemeinschaften finden sich selten in dem vielfach durch starke Strömungen bewegten Meer des Oberen Muschelkalkes, in dem die untersuchte Schichtserie zum Absatz gelangte.

Siedlungen von *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.) sind auf Schichtflächen, Hoernesienschalen, Ceratitengehäusen und, eher selten, auf Geröllen zu beobachten. MÜLLER (1950) hat sich eingehend mit den *Placunopsis*-Kolonien befasst. Er vermutet, dass die planktonisch lebenden *Placunopsis*-Larven kein aktives Wahlvermögen hinsichtlich ihres späteren Wohnortes besassen. Sie hefteten sich irgendwo fest und entwickelten sich weiter oder gingen zugrunde, je nach Umweltsbedingungen. Schlammiger Boden war ungeeignet; günstige Lebensbedingungen traten in jenem Zeitpunkt auf, wenn die Sedimentation aussetzte. Daher finden wir *Placunopsis* auf Schichtflächen, Geröllen und Schalen gewisser Invertebraten.

Das nesterartige Auftreten von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), wobei Exemplare aller Altersstufen doppelklappig erhalten und vielfach mit dem Stielloch nach unten im Sediment eingebettet sind, ist ein schönes Beispiel einer Biocoenose. MÜLLER (1950) hat an Terebrateln solcher Nester biometrische Untersuchungen durchgeführt, um die Variationsbreite von *Coenothyris* statistisch zu erfassen. Die wechselnde Weite der Stielöffnung und die unregelmässigen Zuwachsstreifen der Schale versucht MÜLLER als Anpassungserscheinungen an veränderte Umweltsbedingungen zu erklären. Grösseres Stielloch lässt auf verdickten Stiel und damit auf stärker strömendes Wasser schliessen. WEIGELT (1920) hat an rezenten Miesmuscheln des Wattenmeeres festgestellt, dass die Tiere ihre Schale während der Trockenlegung hermetisch zuschliessen können, um Wasser zu speichern. Dadurch wird das Wachstum der Schalen behindert. Es resultieren relativ kurze und hohe Schalenformen mit gestörten Zuwachsstreifen. Analoge Wachstumsanomalien, die bei *Coenothyris* festgestellt werden können, hat nun MÜLLER in entsprechendem Sinne zu deuten versucht. Er schliesst auf Gezeitenbewegungen und zeitweiligen Wattenmeercharakter gewisser Teile des Muschelkalkmeeres oder auf temporäre Trockenlegung von Meeresteilen durch Windstau.

Als empfindliche Faziesfossilien müssen die Pleuromyen des Muschelkalkes betrachtet werden. Die Muschel lebte eingegraben im weichen Sediment und war durch den Siphonalschlauch mit der Sedimentoberfläche verbunden. Da viele Kalkschlamme rasch erhärten, konnten die Pleuromyen nicht in ihnen leben. Günstiger waren die Lebensbedingungen in tonreichen Absätzen. Wir können deshalb im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes Pleuromyen nur im Mergelhorizont der Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk beobachten. Da die Muschel im Sediment eingegraben lebte, wurde sie auch dort fossilisiert. Dies erklärt die stets zweiklappige Erhaltungsweise von *Pleuromya*. Die Einbettungslage im Sediment entspricht jedoch nur selten der Lebensstellung, mehr oder weniger senkrecht und Siphonalende oben. Die diagenetische Kontraktion des Sediments,

die bei stark tonhaltigen Schlammen recht beachtliche Werte erreicht, liess die Pleuromyen in eine mehr wagrechte Lage einkippen. Dies hatte auch zur Folge, dass die Muscheln oft zusammengestaucht oder sonstwie deformiert wurden.

Zu den Biocoenosen müssen wir auch die Wohnröhren, Frassgänge und Wühlspuren von verschiedenen, unbekannten Organismen rechnen, deren Lebensraum die obersten, noch unverfestigten Sedimentschichten umfasste. In neuerer Zeit befassten sich vor allem FIEGE, MAYER, MÜLLER und RICHTER eingehend mit diesen Lebensspuren im deutschen Muschelkalk. Wir konnten im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes verschiedene Typen beobachten, die den «Genera» *Gordia*, *Balanoglossites* und *Rhizocorallium* zuzuordnen sind. Assoziiert mit *Rhizocorallium commune* SCHMID konnten wir auch Kotpillen feststellen. Es handelt sich in einem Fall um *Coprulus oblongus* MAYER und in einem andern um *C. sphaeroideus* MAYER.

Bei den Erzeugern dieser Fährten und Röhren handelt es sich wahrscheinlich vorwiegend um Anneliden. Dies erklärt die fast ausschliessliche Beschränkung dieser Lebensspuren auf fein struierte Sedimente. Offenbar fanden die Tiere in den groben, von Schalentrümmern durchsetzten Schlammen nicht den ihnen zusagenden Lebensraum. Auf den Tongehalt der Sedimente reagierten sie wenig empfindlich. In syngenetischen Dolomiten treten die Lebensspuren jedoch mengenmässig stark zurück oder fehlen gänzlich, was zeigt, dass den Tieren die erhöhte Mineralisation des Meerwassers nicht bekömmlich war.

2. Thanatocoenosen (Taphocoenosen)

Zusammengeschwemmte Tierreste aus verschiedenen Lebensräumen deuten auf Strömungsbewegungen des Meerwassers hin.

Encrinitenkalke, Halbschill- und Bruchschillsedimente gehören zu den hervortretendsten Erscheinungen des Hauptmuschelkalkes. Die meist zerbrochenen und gerollten Tierreste sind durch ein kalkiges oder dolomitisches Bindemittel miteinander verkittet. Die Sedimentation lässt, entsprechend wechselnder Strömungsstärke, eine Sonderung der Schillelemente nach Grösse und Form erkennen. Daraus können Sedimentationszyklen resultieren, wie dies bereits beschrieben worden ist (siehe S. 149).

Die Orientierung der Schalenreste in Schillkalken ist, wie MÜLLER (1950) feststellt, und wie es die Beobachtungen in unserem Untersuchungsgebiet bestätigen, folgenden Gesetzmässigkeiten unterworfen: Wirre Lagerungsverhältnisse finden sich in Schalentrümmersedimenten mit wenig Bindemittel, da sich die einzelnen Schillelemente beim Absatz behindert hatten (Fig. 4, Taf. I). Überwiegt das Bindemittel, so ist eine Einregelung der Schalenteile im Sinne einer Schichtung zu erkennen. Mit zunehmender Grösse der Schalenreste kommen wir zu dem Typ der Schillkalke, der als Halbschillkalk bezeichnet wird. Hier kann in zunehmendem Masse eine Einkippung der Schalen oder Schalenteile in ihre im strömenden Wasser stabilste Lage – Wölbung nach oben – beobachtet werden.

Die Schillbildung erfolgte in erster Linie durch das bewegte Wasser auf dem Meeresgrund. Bivalvenfresser (Placodontier, Krebse, Nautiliden, eventuell Ceratiten) waren zahlenmässig kaum so verbreitet, dass sie für die Zerkleinerung der

Schalen eine wesentliche Rolle hätten spielen können. Die Anzeichen starker Wasserbewegung, wie Rippelmarken, Schrägschichtung, Gerölle, Ooide etc. lassen sich in jedem Aufschluss des Hauptmuschelkalkes erkennen (ausgenommen gewisse Teile des Plattenkalkes und des Trigonodusdolomits). Aufarbeitungserscheinungen auf Schichtflächen zeigen uns, dass die Sedimentation bei starker Strömung vielfach aussetzte und stellenweise auch submarine Erosion stattfand.

Die Encrinitenkalke sind keine eigene Gruppe. Es bestehen alle Übergänge zwischen Bruchschillkalk und dem, wenigstens makroskopisch betrachtet, schillfreien Trochitenkalk (im lithologischen Sinn). Die Sedimentation erfolgte also unter den gleichen Verhältnissen wie der Absatz der Schalentrümmerkalke. *Encrinus* lebte primär sessil. Basierend auf den Funden der Seelilien-Platte von Neckarwestheim stellt Linck (1954) fest, dass losgerissene Tiere regenerieren konnten und offensichtlich planktonisch weiterlebten. Sessil gebliebene Exemplare, an Geröllen oder Muschelschalen haftend, konnten sich jedoch nur bei fehlender oder zumindest langsamer Sedimentation entwickeln. Es ist anzunehmen, dass sich temporäre Seelilien-Kolonien an jenen Stellen des Meeresgrundes entwickelten, wo starke Strömungen eine nennenswerte Sedimentation verhinderten. Die abgestorbenen Tiere zerfielen in ihre spezifisch leichten Einzelteile, welche fortgeschwemmt und an anderen Orten sedimentiert und fossilisiert wurden. Da die lokalen Strömungen im Muschelkalkmeer und damit auch die Detailtopographie des Meeresgrundes im Laufe der Zeit Schwankungen unterworfen waren, versteht sich von selbst, dass sich entsprechend auch die Lebens- und Sedimentationsräume von *Encrinus* immer wieder verlagerten. Daraus folgt zwingend, dass einzelne Trochitenbänke nicht über grössere Distanzen verfolgt und deshalb nicht als Leithorizonte verwendet werden können[6]).

Der relative Anteil der Encrinitenreste führenden Bruchschillkalke am Aufbau der Trochitenkalk-Serie ist im Schweizer Jura wesentlich grösser als in Südwestdeutschland und ist auch im östlichen Faltenjura höher als im nördlich anschliessenden Tafeljura. Es ist aber bekannt, dass Funde von *Encrinus*-Kronen oder auch nur längerer Stielteile im Trochitenkalk des Schweizer Jura zu den grössten Seltenheiten zählen. Man findet nur riesige Mengen mehr oder weniger stark gerollter Stielglieder (Trochiten). Man hat diese Tatsachen schon dahin zu interpretieren gesucht, zentrale Teile des Germanischen Beckens als Lebensräume und die Randsäume des Meeres (z. B. Schweizer Jura) als Sedimentationsräume der Seelilien zu erklären. Wir glauben jedoch nicht an eine ständig stattgehabte Verfrachtung auseinandergefallener Seelilienteile über solch grosse Distanzen. Wir neigen eher zur Auffassung, dass *Encrinus* in den seichten Randsäumen des Trochitenkalk-Meeres die günstigsten Lebensbedingungen vorfand und dort primär in viel grösserer Zahl anzutreffen war als in interneren Teilen des Beckens.

Ein Problem für sich bildet das überall mehr oder weniger gleichzeitige Aussetzen der Trochitensedimentation an der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk. Vielleicht ist eine vorübergehende, allgemeine Verschlammung des Meeresgrundes

---

[6]) Die feinstratigraphische Unterteilung des Trochitenkalkes, wie sie zum Beispiel Wirth (1957, 1958) im mittleren und nordwestlichen Baden-Württemberg vornahm, erscheint uns daher etwas zu optimistisch, auch wenn die dortigen Faziesverhältnisse von denjenigen in unserem Untersuchungsgebiet in manchen Beziehungen abweichen.

(Mergelhorizont) die Ursache für das Verschwinden von *Encrinus liliiformis* LAM. Dagegen spricht jedoch die Tatsache, dass zum Beispiel in Baden-Württemberg im Trochitenkalk Mergelschieferlagen grosse horizontale Verbreitung besitzen, ohne dass die Trochitensedimentation deswegen allgemein aussetzte. Wahrscheinlicher ist die Annahme, dass den günstigen Lebensbedingungen für die Crinoiden damit ein Ende gesetzt wurde, indem die Wasserbewegung (Strömungen, Grundwellen, Gezeiten) stark nachliess. Die fazielle Ausbildung des Oberen Plattenkalkes lässt tatsächlich auf relativ ruhige Sedimentationsverhältnisse schliessen. Eine Absenkung des Beckens (Mergelhorizont, Zone der Glaukonit führenden Kalke) oder Änderungen in der Palaeogeographie waren vielleicht die Ursachen für das Abklingen der Wasserbewegungen im Plattenkalkmeer. Ob dieser Umstand zeitlich genau mit der definitiven Schliessung der Schlesischen Pforte zusammenfällt, lässt sich schwer beurteilen; es wäre an sich denkbar, dass die Wasserbewegung mit der Isolierung des germanischen Binnenmeeres geringer geworden wäre.

Thanatocoenosen stellen auch die Schalenpflaster dar, die im Hauptmuschelkalk und in der Lettenkohle hie und da beobachtet werden können. Es handelt sich um Schalen von Lamellibranchiaten und, sehr selten, Ceratiten. Auch Terebratelpflaster finden sich, wobei die Terebrateln stets in zweiklappiger Erhaltungsweise vorliegen, im Gegensatz zu den Lamellibranchiern, deren Schalenhälften jedoch ausnahmslos mit der Wölbung nach oben eingekippt sind (Fig. 1 u. 2, Taf. III). Auffällig ist, dass die einzelnen Schalen – auch verschiedener Genera – eines Pflasters, deren guter Erhaltungszustand gegen grössere Transportwege spricht, in gewissen Grenzen stets gleiche Grössenordnung zeigen. Natürlich sind auch die Sortierung nach der Grösse und die charakteristische Einkippung strömungsbedingt, wie dies MÜLLER (1950) festhält. Der Autor weist auch auf ähnliche Erscheinungen in rezenten Flachmeeren hin und zitiert Untersuchungsergebnisse aus den Arbeiten von WEIGELT (1920) und JESSEN (1932).

Das Vorkommen von Ceratiten beschränkt sich im Untersuchungsgebiet auf den gleichen Horizont wie das der Pleuromyen, auf die Grenzregion Trochitenkalk/Plattenkalk mit den Mergelniveaux. Diese gegenüber Deutschland reduzierte vertikale Verbreitung der Ceratiten ist nicht zufällig. Ihr Fehlen im Trochiten- und im Oberen Plattenkalk ist sicher nicht primär, wie die Funde im benachbarten Südwestdeutschland zeigen. Selbst im Lebensraum von *Encrinus liliiformis* treten dort immer Ceratiten auf; sie werden aber nur in den zwischen den Kalkbänken eingeschalteten tonreichen Sedimenten gefunden. Dies veranschaulicht, dass eine ausschliesslich karbonatische Fazies, wie sie im Trochiten- und Plattenkalk des Ostjura anzutreffen ist, die Fossilierung der Ceratiten verunmöglichte. Diese Ansicht, von STOLLEY (1934) postuliert, wird auch von WENGER (1957) angedeutet. Die Aragonitschalen der Ceratiten wurden am Meeresgrund aufgelöst, bevor sich die Steinkerne verfestigen konnten. Zur Trochitenkalkzeit mögen auch die starken Wasserbewegungen das ihre zur Zerstörung der Ceratitengehäuse beigetragen haben. Eine Fossilisation war nur möglich, wenn die Gehäuse rasch in tonreiche Absätze einsedimentiert wurden und so einigermassen gegen die Einwirkung Aragonit lösender Wässer geschützt waren. Daher kommt es, dass Mergellagen und andere tonreiche Sedimente heute d i e Ceratitenfundstellen im Hauptmuschelkalk des ganzen Germanischen Beckens darstellen.

Eigentliche Ceratitenpflaster finden sich auch auf den Oberflächen von Kalkbänken, die mit Mergelschichten wechsellagern. Dabei sind jedoch stets die Oberseiten der Gehäuse infolge Auflösung und Strömungseinwirkungen zerstört.

Das Fehlen der Ceratiten im Trigonodusdolomit und in der Lettenkohle des Untersuchungsgebietes ist sehr wahrscheinlich primär. Es ist möglich, dass die Tiere bei erhöhter Mineralisation des Wassers, die durch die Einengung des Meeres bedingt war, keine ihnen günstige Lebensbedingungen mehr vorfanden, während gewisse Lamellibranchier und Gastropoden weniger empfindlich reagierten.

Thanatocoenosen besonderer Art sind Bonebedlagen. Als ausgesprochener Leithorizont ist im östlichen Schweizer Jura das Bonebed anzusprechen, das die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Lettenkohle bildet. Aber auch in tieferen Horizonten, wie im Trigonodusdolomit und im obersten Plattenkalk, können lokale Bonebeds beobachtet werden. Die Bildungsbedingungen solcher Absätze sind umstritten. FRANK (1928a) postuliert ein Massensterben der Fauna infolge schlagartig veränderter Lebensbedingungen (Salinität). Dies erklärt aber nicht das fast völlige Fehlen fossiler Reste von schalentragenden Invertebraten in solchen Massengräbern. Es sei auch bemerkt, dass plötzliche Änderungen der Lebensbedingungen wohl in kleinen, zeitweise vom offenen Meer abgeschlossenen Becken denkbar sind. Es gibt aber in verschiedenen geologischen Formationen Bonebedlagen, die über sehr grosse Distanzen verfolgbar sind (z. B. Ludlow-Bonebed). Es erscheint uns deshalb plausibler, Bonebeds als Kondensationshorizonte aufzufassen, indem während längerer Zeit die Sedimentation aussetzte. Darauf deuten auch die Hardgrounds hin, die sich vielfach assoziiert mit Bonebeds beobachten lassen. Die Gründe für einen längeren Sedimentationsunterbruch sind wohl in einem veränderten Chemismus (pH-Erniedrigung) des Wassers zu suchen, was jedoch nicht zu einem Massensterben führte, sondern bloss die Ausfällung von Karbonaten verhinderte. Dies erklärt auch das Fehlen der fossilen Reste von Invertebraten im Bonebed, da deren Schalen nach dem Absterben der Tiere am Meeresgrund aufgelöst wurden. Nicht gelöst aber wurden der Schmelz von Vertebraten-Zähnen und das chitinöse Material von Fischschuppen.

STRATIGRAPHIE

I. LOKALE GLIEDERUNGEN

Zur Beschreibung der in horizontaler und vertikaler Richtung stark wechselnden Schichtfolge des Oberen Muschelkalkes unterteilen wir das Untersuchungsgebiet nach geographischen und geologischen Gesichtspunkten in sechs Teilgebiete. Wir beginnen im SW des Untersuchungsgebietes, im Weissenstein, verfolgen dann die Serie im Faltenjura gegen E bis in die Gegend von Baden und wenden uns darauf dem Tafeljura zu, wo sich der Obere Muschelkalk längs des Rheines zwischen Augst und Waldshut aufgeschlossen findet.

Um den stratigraphischen Teil dieser Arbeit nicht zu überlasten, wurde von einer Detailbeschreibung der aufgenommenen Profile abgesehen. Da Detailprofile jedoch die Grundlage zu jeder stratigraphischen Analyse einer Schichtfolge bilden, haben wir uns entschlossen, sämtliche Profile auf zwei Tafeln (IV und V), die