

Stratigraphie

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **54 (1961)**

Heft 1

PDF erstellt am: **07.07.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

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

hinten beigelegt sind, graphisch wiederzugeben. Wir hoffen, mit dieser an sich ungewöhnlichen Darstellungsweise die komplexen, wechselnden Sedimentationsverhältnisse augenfällig dargestellt zu haben. Wir beschränken uns deshalb in den folgenden Beschreibungen darauf, die geographische Lage der einzelnen Profile sowie Mächtigkeit und stratigraphische Stellung der aufgeschlossenen Schichten anzugeben.

1. Weissenstein-Gebiet

Im Scheitel des stellenweise tief erodierten Weissenstein-Gewölbes ist die Trias bis zur Anhydritgruppe aufgeschlossen.

A. Aufschlüsse

- Profil 1 Balmberg 608 125/234 650 (Strassenaufschluss)
 Lettenkohle, 4,70 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, 1,60 m aufgeschlossen
 Es folgen, jedoch nicht zusammenhängend aufgeschlossen, noch gegen 10 m Trigonodusdolomit
- Profil 2 Längmatt am Balmberg 608 775/234 650 (Strassenaufschluss)
 Trigonodusdolomit, 8,60 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 14,90 m
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 19,20 m
 Anhydritdolomit, 5,50 m aufgeschlossen
- Profil 3 Lissersbergli, N Günsberg 610 575/235 050 (alte Grube)
 Trigonodusdolomit, 19,60 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 7,50 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Die Mächtigkeit dieses Komplexes dürfte etwa 10 m betragen. Die Dolomite der obersten Anhydritgruppe sind dadurch charakterisiert, dass sie stets ausgeprägt gebankt sind. Auffällig ist vor allem die oft sehr dünnplattige Ausbildung, wobei die Dicke der einzelnen Bänke von Bruchteilen von cm bis zu einigen cm variiert. Die einförmige Serie von beigem, weisslich anwitterndem Dolomit wird durch Zwischenlagen von Rauhwacken etwas aufgelockert. Bemerkenswert ist ein 1–1,5 m mächtiger Horizont nahe der Untergrenze des Hauptmuschelkalkes, in dem sich gebänderte, dunkelbraune Silexlagen beobachten lassen. Die Silex sind 0,5–3 cm dick und können Flächen bis zu einem Quadratmeter einnehmen.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk wird im Weissenstein-Gebiet 19–20 m mächtig und kann zweigeteilt werden. Über den dünnplattigen Dolomiten der obersten Anhydritgruppe folgen zunächst, absolut konkordant und ohne Anzeichen einer grösseren Sedimentationslücke, 7–8 m grobkörnige, beige, 30–120 cm dick gebankte, lagenweise leicht kalkige Dolomite, die, abgesehen von einigen Exemplaren von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.), fossilieer erscheinen. In der oberen Hälfte dieses Dolomitkomplexes schalten sich wieder gebänderte Silex ein, die gleich ausgebildet sind wie jene im obersten Anhydritdolomit. Den Abschluss der Dolomitserie mar-

kiert ein 10 cm starkes Mergelband, worüber der Obere Trochitenkalk in typischer Ausbildung und einer Mächtigkeit von durchschnittlich 12 m folgt: Wechsellagerung von grauen bis grau-braunen Schill- und Trochitenkalken sowie fein- bis grobkörnigen Kalken mit dolomitischen Schlieren und Zwischenlagen. Die Dicke der einzelnen Bänke schwankt, im grossen betrachtet, zwischen 10 und 40 cm. Im mittleren Teil des Abschnittes häufen sich die trochitenreichen Schalen-trümmersedimente, wobei kompakte Lager von Schill-Trochitenkalk bis zu 1,5 m Mächtigkeit beobachtet werden können.

c) Plattenkalk

Der Plattenkalk, atypisch ausgebildet, erreicht eine Mächtigkeit von 15 m. Der Mergelhorizont, der im ganzen Untersuchungsgebiet die Grenze zwischen Trochiten- und Plattenkalk markiert, liegt im Weissenstein-Gebiet unmittelbar über der letzten Trochitenbank und ist durch 10 cm braune, dolomitische Mergel gerade noch angedeutet. Im Hangenden folgen zunächst 80 cm Glaukonit führende Bruchschillkalke, worüber sich die Serie in einer 8 m mächtigen Wechsellagerung von Kalken mit dolomitischen Lagen und Schlieren, dolomitischen Kalken und arenitischen bis kristallinen Bruchschillkalken fortsetzt. Die Dicke der einzelnen Bänke schwankt zwischen 5 und 40 cm.

Den Abschluss des Plattenkalkes bilden 6 m beige, 10–90 cm dick gebankte, dolomitische Kalke bis kalkige Dolomite, die zahlreiche rundliche bis fladenförmige Kalzit-Silexkonkretionen führen.

d) Trigonodusdolomit

Mit dem Wechsel von der stark zur völlig dolomitischen Fazies ist die Grenze zwischen Plattenkalk und Trigonodusdolomit zu ziehen. Da sich dieser Wechsel im Weissenstein-Gebiet kontinuierlich vollzieht, ist die Festlegung der Grenze mit Schwierigkeiten verbunden.

Der Trigonodusdolomit erreicht eine Mächtigkeit von 20–23 m. In der unteren Hälfte der Formation sind vorwiegend körnige, beige Dolomite mit rundlichen Kalzit-Silexkonkretionen zu beobachten. Zwischenlagen von Schill führenden Dolomiten sind keine Seltenheit. Im oberen Teil führen die höckerig und vielfach undeutlich gebankten Dolomite in vermehrter Masse oft lagig angeordnete, kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen, während Silexknollen und Schillzwischenlagen fehlen.

Die obersten 2–3 m des Trigonodusdolomits bestehen aus gut gebankten, hellbeigen Dolomiten. In diesem Horizont treten als besonderes Merkmal schichtparallel gelagerte, bis 10 cm starke, weisse und schwarze, gebänderte Silexplatten auf.

e) Lettenkohle

Die Grenze zum liegenden Trigonodusdolomit ist markant. Eine braunschwarze, hämatitisch-limonitische Kruste mit reichem Bonebed und Silexgeröllen des obersten Trigonodusdolomits lässt einen Sedimentationsunterbruch erkennen.

Die Lettenkohle, 5–7 m mächtig, kann zweigeteilt werden. Über dem Grenzbonebed liegen die *Estherienschiefer*, eine im Weissenstein-Gebiet 2 m starke Folge von schiefrigen, grauen und braunen, stellenweise leicht grünlichen Tonen, die

mit dünnen Dolomitbänken wechsellagern. Die Tone führen, ausser reichlich Zahn- und Schuppenresten, lagenweise die Faziesfossilien *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN.

Der obere Abschnitt der Lettenkohle, der Grenzdolomit, wird 3–5 m mächtig und besteht aus hellbeigen, 5–20 cm dick gebankten Dolomiten. Einzelne Lagen sind durch schichtparallel angeordnete Drusen ausgezeichnet.

Die Grenze Lettenkohle/Gipskeuper konnte im Weissenstein-Gebiet nirgends beobachtet werden.

C. Literaturhinweise

Es sind uns keine früheren Beschreibungen dieses isolierten Vorkommens von Oberem Muschelkalk des Weissenstein-Gebietes bekannt.

2. Überschiebungszone Meltingen—Reigoldswil—Waldenburg

Das aus engen Falten und Schuppen zusammengesetzte Muschelkalk-Band der Überschiebungszone des Falten- auf den Tafeljura entwickelt sich östlich von Meltingen aus der Vorburg-Antiklinale und verbreitert sich nach E immer mehr. Wir verfolgen die Sedimente des Oberen Muschelkalkes von Meltingen gegen Waldenburg zu.

A. Aufschlüsse

- Profil 4 Meltingen 611 400/248 550 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 12,70 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 2,20 m aufgeschlossen
 Nicht durchgehend aufgeschlossen, ist darunter die Schichtfolge bis zum mittleren Trochitenkalk zu beobachten
- Profil 5 Zullwil 612 500/248 775 (Steinbruch)
 Lettenkohle, 2,60 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 20,00 m
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,90 m
 Trochitenkalk, 3,50 m aufgeschlossen
- Profil 6 Hollen, S Bretzwil 615 950/249 050 (Strassenbord)
 Plattenkalk, 3,30 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 21,90 m aufgeschlossen
- Profil 7 First, N Lauwil 617 875/249 100 (Steinbruch)
 Plattenkalk, 7,70 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 22,70 m aufgeschlossen
- Profil 8 Deigsberg, E Lauwil 618 475/248 975 (verlassene Grube)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 4,50 m
 Trigonodusdolomit, 17,45 m aufgeschlossen
- Profil 9 Egg, S Titterten 620 700/249 625 (Grube)
 Trigonodusdolomit, 17,80 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 1,50 m aufgeschlossen
- Profil 10 S Liedertswil 620 975/248 525 (Bachtobel)
 Plattenkalk, 17,90 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 22,70 m
 Anhydritdolomit, 1,10 m aufgeschlossen

- Profil 11 Wintenberg, W Oberdorf 622 525/249 025 (Strassenbord)
 Plattenkalk, 16,80 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 22,10 m aufgeschlossen
- Profil 12 Trummeten, W Oberdorf 622 850/249 500 (Baugrube)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 3,60 m
 Trigonodusdolomit, 0,80 m aufgeschlossen
- Profil 13 Edlisberg, Waldenburg 623 525/248 450 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 4,55 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 24,15 m aufgeschlossen
- Profil 14 Edlisberg, Waldenburg 623 750/248 650 (verlassene Gipsgrube)
 Trochitenkalk, 4,40 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, Gesamtmächtigkeit 10,10 m
 Hauptanhydritgruppe, ca. 10 m aufgeschlossen
- Profil 15 W Dürrenberg, Ober Hauenstein 623 300/245 500 (Bachrunse)
 Lettenkohle, 3,40 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 19,40 m
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 16,00 m
 Trochitenkalk, 24,00 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

In der verlassenen Gipsgrube E Bad Waldenburg (Profil 14) folgt über fein gebänderten Gipsbänken der Hauptanhydritgruppe ca. 1 m fetter, bituminöser, schwarzer Ton. Im Hangenden setzt dann der 10 m mächtige Anhydritdolomit mit dünn gebankten, tonigen Dolomiten ein. Gegen oben nimmt der Tongehalt ab, während sich Rauhwackebänder und vereinzelte Gipslinsen einschalten. Im mittleren Abschnitt der Serie sind die für den Anhydritdolomit charakteristischen, dunkelbraunen bis schwarzen, gebänderten Silexlagen zu beobachten. Über dem Silexhorizont folgen zunächst 3 m dick gebankte, mittelkörnige, beige Dolomite, in denen eine Lage mit Schalenresten einer arten- und individuenarmen Zwergfauna beobachtet werden konnte. Nebst kleinen Gastropoden konnten *Myophoria curvirostris* SCHLOTH. emend. SEEBACH, *Myophoriopsis gregaria* (MÜNSTER) und ein Fragment einer *Halicyna* (vgl. TRÜMPY, 1957) festgestellt werden. Es handelt sich hier um den ersten Fund von Fossilien im Mittleren Muschelkalk des schweizerischen Jura. Die Fauna ist auf ein 5 cm starkes, rötliches Schichtchen beschränkt und scheint nur ganz lokal entwickelt gewesen zu sein; jedenfalls konnte in den benachbarten Aufschlüssen nichts Entsprechendes beobachtet werden.

Den oberen Abschluss des Anhydritdolomites bilden wieder dünnplattige bis grobschiefrige, hellbeige Dolomite.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk ist in einer Mächtigkeit von 23–26 m entwickelt. Mit scharfer Grenze, jedoch ohne Spuren eines längeren Sedimentationsunterbruches, setzt über dem Anhydritdolomit der Untere Trochitenkalk mit dichten bis mittelkörnigen, grau-braunen, 5–40 cm dick gebankten Kalken ein. Encrinitrümmer fehlen noch vollständig, dünne Schillbänke sind nur lokal entwickelt. 3–5 m über der

Basis des Hauptmuschelkalkes folgt eine 10–40 cm starke Kalkbank, die massenhaft vollständig dolomitisierte Schalen und Schalenteile von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) führt. Dieser Leithorizont, den wir Coenothyrisbank nennen wollen, kann beinahe über das ganze Untersuchungsgebiet verfolgt werden. Als Typuslokalität haben wir den Steinbruch N Benken (Profil 38, Schicht 12) gewählt. Das Leitniveau ist aber, auch im Gebiet zwischen Meltingen und Waldenburg, nicht in allen Profilen festzustellen. Dies ist verständlich, denn in dem durch starke Strömungen bewegten, seichten Meer des Trochitenkalkes kam es immer wieder zu lokaler, submariner Erosion zuvor sedimentierter Absätze.

Mit der Coenothyrisbank setzt der Obere Trochitenkalk ein. Er baut sich auf aus einer 19–22 m mächtigen, nicht gliederbaren Wechsellagerung von Encrinitenkalken, Schill-Trochitenkalken, Bruchschillkalken und fein- bis grobkörnigen Kalken, die vielfach von dolomitischen Schlieren, Frassgängen und Wühlspuren durchzogen sind. Zwischenlagen von dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten sind ebenfalls festzustellen. Die Bankung der wechselvollen Folge ist stets sauber, 5–40 cm dick, wobei sich zwischen den einzelnen Bänken stellenweise dünnste Mergellagen einschalten.

Im obersten Abschnitt des Trochitenkalkes lassen sich Glaukonit führende Bruchschillkalke beobachten; einzelne dieser Bänke können über kurze Distanzen miteinander parallelisiert werden.

c) Plattenkalk

Als Basis des Plattenkalkes kann, wie im übrigen Untersuchungsgebiet, der Mergelhorizont aufgefasst werden. In der Gegend von Meltingen bis Waldenburg finden wir eine einzelne, 10–40 cm starke Mergellage, aus der in jedem Aufschluss die charakteristischen Faziesfossilien *Pleuromya musculoides* (SCHLOTH.) und *P. elongata* (SCHLOTH.) geborgen werden können.

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes nimmt von W (Zullwil 22 m) gegen E (Ober Hauenstein 15 m) ab. Diese Reduktion ist einerseits durch das Tiefergreifen der Fazies des Trigonodusdolomites und andererseits auch durch eine tatsächliche Mächtigkeitsabnahme bedingt.

Die Folge des Plattenkalkes kann nicht detailliert gegliedert werden; wir können nur einen langsamen, kontinuierlichen Wechsel in der Ausbildung der Sedimente mit zunehmender stratigraphischer Höhe feststellen. In den basalen Schichten, im 3–7,5 m mächtigen Unteren Plattenkalk, treten noch immer Bruchschillkalke auf, die teilweise Glaukonit führen. Auch *Encrinus liliiformis* hält sich noch im untersten Plattenkalk, an einzelnen Lokalitäten bis 3,5 m über den Mergelhorizont. Assoziiert mit den letzten Trochitenkalken treten vielfach wieder Halbschillkalke mit dolomitisierten Schalenresten auf, in ähnlicher Ausbildung wie die Coenothyrisbank.

Im Oberen Plattenkalk treten die Schillkalke immer mehr zurück, während sich in zunehmendem Masse mehr oder weniger stark dolomitisierte Kalke einschalten. Einlagerungen von Paketen dünnebankter Kalke mit regelmässigen, dolomitischen Fugen lassen Anklänge an die typische Plattenkalkfazies, welche im Aargauer und Basler Tafeljura auftritt, erkennen. Silexkonkretionen, wie wir sie aus dem Plattenkalk des Weissenstein-Gebietes beschrieben haben, sind in den

entsprechenden Schichten im Raume Meltingen–Waldenburg nur vereinzelt anzutreffen.

d) Trigonodusdolomit

Die Untergrenze des Trigonodusdolomits, markiert durch den Einsatz des für diese Formation typischen, undeutlich und höckerig gebankten Dolomits mit den Kalzitdrusen, ist eine reine Faziesgrenze und kann nur über kurze Distanzen als synchron angesehen werden.

Die Mächtigkeit der Serie beträgt im Gebiet Meltingen–Waldenburg und am Ober Hauenstein 19–21 m. Bei Titterten (Profil 9) finden sich in den untersten 3 m des Trigonodusdolomits vollständig dolomitisierte Oolithe, die als westlichste Ausläufer des später zu besprechenden Eptinger Ooliths betrachtet werden können. Abgesehen von diesen oolithischen Partien sind die unteren 15 m des Trigonodusdolomits überall gleichförmig ausgebildet: beigefarbiger, mittel- bis grobkörniger, beim Anschlagen bituminös riechender Dolomit mit Kalzitdrusen. Hin und wieder sind Einlagerungen von unregelmässigen Rauhwakebändern zu beobachten. Ausgeprägte Schichtfugen, die sich in Abständen von 0,5–3 m folgen, lassen zeitweiliges Aussetzen der Sedimentation erkennen.

Im oberen Teil der Serie, 4–5 m unter der Obergrenze, kann am Ober Hauenstein (Profil 15) eine ca. 1 m mächtige Bank eines Schill führenden Dolomits beobachtet werden. Weiter nördlich und westlich, im Raume Meltingen–Waldenburg, ist dieses Niveau nicht entwickelt.

Die obersten 3–5 m des Trigonodusdolomits setzen sich aus beigen, gut gebankten Dolomiten zusammen, die massenhaft gebänderte, graue Silexlagen enthalten. Dieser Horizont mit den Silexbändern stellt ein zuverlässiges Leitniveau dar, das im obersten Trigonodusdolomit des Faltenjura vom Weissenstein bis zur Staffelegg verfolgt werden kann.

e) Lettenkohle

Die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Lettenkohle ist stets scharf und wird durch eine eisenhaltige Schwarte mit reichem Bonebed gebildet.

Die Lettenkohle wird 3,5–4,5 m mächtig. Über dem Hardground folgen zunächst die Estherienschiefer, 0,5–2,5 m stark entwickelt, die aus einer Folge von schwarzen bis bräunlichen, schiefrigen Tönen und dünn gebankten, beigen Dolomiten bestehen. Zwischenlagen von dünnen Rauhwakebändern sind ebenfalls zu beobachten. Die Estherienschiefer führen reichlich Zähne und Fischschuppen, in einzelnen Schichten auch *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN.

Der Abschluss der Formation des Oberen Muschelkalkes wird durch den 1–4 m mächtigen Grenzdolomit gebildet. Er setzt mit feinkörnigen, sehr selten feinspätigen, gut gebankten Dolomiten ein, die vielfach schwarze Dendriten auf Klüftungs- und Schichtflächen zeigen. Gegen den Gipskeuper zu werden die Dolomite durch Rauhacken ersetzt.

Bei Lauwil (Profil 8) und Oberdorf (Profil 12) konnte die Grenze zum hangenden Gipskeuper beobachtet werden. Über den Rauhackelagen des obersten Grenzdolomits folgt, ohne Anzeichen eines Hiatus, eine feinschichtige Wechsellagerung

von grünen Tonen, grauen bis grünen, feinsandigen Schiefertönen und beigen, dolomitischen Steinmergeln.

C. Literaturhinweise

DELHAES und GERTH (1912) geben eine sehr summarische Beschreibung des Oberen Muschelkalkes in der Umgebung von Reigoldswil. Noch kürzer fasst sich LEHNER (1920), der sich im wesentlichen mit dem Hinweis begnügt, dass die Ausbildung des Oberen Muschelkalkes der weiter östlich festgestellten entspricht und auf MÜHLBERG, CELLIERS, MANDY und VILLIERS verweist. Auch BUXTORF und CHRIST (1936) sowie noch HAUBER (1960) stützen sich bei ihren kurzen Beschreibungen der Formation vorwiegend auf die um die Jahrhundertwende veröffentlichten Schriften MÜHLBERGS.

3. Hauenstein—Staffelegg-Gebiet (Eptingen—Läufelfingen—Kienberg—Benken—Densbüren)

Der Obere Muschelkalk findet sich aufgeschlossen in der komplexen Falten- und Schuppenzone des Überschiebungsbereichs des Kettenjura auf den Tafeljura. Der Kern der Antiklinale Leutschenberg—Balmis—Friedheim—Sägel bildet ein südlicheres Muschelkalkband.

A. Aufschlüsse

- Profil 16 Stamberg, S Eptingen 628 625/248 025 (Bachanschnitt)
Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 22,40 m
Plattenkalk, 5,90 m aufgeschlossen
- Profil 17 Chürzi, S Eptingen 629 225/247 650 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 13,60 m
Trochitenkalk, 21,90 m aufgeschlossen
- Profil 18 Pt. 647, S Eptingen 629 175/247 900 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 14,55 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 9,90 m aufgeschlossen
- Profil 19 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 675/248 350 (Bachtobel)
Trochitenkalk, 10,40 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 3,00 m aufgeschlossen
- Profil 20 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 675/248 175 (Bachtobel)
Plattenkalk, 11,40 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 23,00 m aufgeschlossen
- Profil 21 Gsiegggraben⁷⁾, S Läufelfingen 631 700/248 425 (Bachtobel)
Lettenkohle, 0,20 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 20,80 m
Plattenkalk, 4,00 m aufgeschlossen
- Profil 22 Unter Hauenstein 632 400/248 275 (Strassenaufschluss)
Plattenkalk, 11,50 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 22,70 m aufgeschlossen

⁷⁾ Die Benennung Gsiegggraben ist dem top. Atlas d. Schweiz, 1:25000 entnommen.

- Profil 23 Pflingsterlenacher, NE Wisen 634 550/249 950 (Steinbruch)
Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 15,80 m aufgeschlossen
- Profil 24 Wissbrunn, SE Zeglingen 636 250/251 300 (Gipsgrube)
Trigonodusdolomit, 7,00 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 16,90 m
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,40 m
Anhydritdolomit, Gesamtmächtigkeit 9,60 m
Hauptanhydritgruppe, ca. 40 m aufgeschlossen
- Profil 25 Leutschenberg (Westfuss) 636 950/251 250 (Strassenaufschluss)
Plattenkalk, 7,80 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 21,40 m
Anhydritdolomit, 8,20 m aufgeschlossen
- Profil 26 Weid, W Schafmatt 637 450/252 175 (Strassenaufschluss) —
Trochitenkalk, 5,90 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 10,10 m aufgeschlossen
- Profil 27 Bachtobel NNW Rohr 638 725/251 500 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 7,70 m aufgeschlossen
- Profil 28 Bachtobel NNW Rohr 638 675/251 475 (Grube)
Trigonodusdolomit, 17,40 m aufgeschlossen
- Profil 29 Kienberg 640 000/254 125 (verlassener Steinbruch)
Trochitenkalk, 12,00 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 11,30 m aufgeschlossen
- Profil 30 NW Salhöf 640 710/253 860 (Steinbruch)
Plattenkalk, 10,30 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 22,10 m
Anhydritdolomit, 3,00 m aufgeschlossen
- Profil 31 NW Salhöf 640 800/253 820 (Strassenbord)
Lettenkohle, 2,40 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 6,30 m aufgeschlossen
- Profil 32 N Salhöf 640 980/253 890 (verlassene Grube)
Trigonodusdolomit, ca. 20 m, nur unzusammenhängend aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 1,80 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 3,40 m aufgeschlossen
- Profil 33 Burg, Pt. 744,6 641 675/255 075 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 3,70 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 12,90 m
Trochitenkalk, 17,00 m aufgeschlossen
- Profil 34 NW Friedheim 641 775/252 250 (Strassenaufschluss)
Trigonodusdolomit, 8,30 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 5,80 m aufgeschlossen
- Profil 35 Ramsflue 642 390/252 340 (natürlicher Anriss)
Trochitenkalk, 11,30 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, ca. 7 m aufgeschlossen
- Profil 36 NW Einolte 642 280/254 240 (natürlicher Anriss)
Trigonodusdolomit, ca. 12 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 5,70 m aufgeschlossen
- Profil 37 NE Pilgerhöf 642 960/254 020 (Bachtobel)
Plattenkalk, 7,80 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 16,30 m aufgeschlossen

- Profil 38 N Benken 644 100/255 090 (verlassener Steinbruch)
Trochitenkalk, 14,50 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 1,50 m aufgeschlossen
- Profil 39 Bänkerjoch 644 375/253 900 (kleine Grube)
Trigonodusdolomit, 1,90 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 0,50 m aufgeschlossen
- Profil 40 Riepel, SE Bänkerjoch 645 125/253 750 (Gipsgrube)
Plattenkalk, 13,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 41 Rohregg, W Asp 645 500/255 060 (kleine Grube)
Lettenkohle, 3,30 m aufgeschlossen
- Profil 42 Üselmatt, NE Asp 646 425/255 200 (Steinbruch)
Plattenkalk, 4,40 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,40 m
Anhydritdolomit, 1,50 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Die Dolomite des obersten Mittleren Muschelkalkes erweisen sich im ganzen Untersuchungsgebiet bezüglich Mächtigkeit und Ausbildung als äusserst beständiges Schichtglied.

Über der Hauptanhydritgruppe folgen 10 m (Profil 24) bis 12 m (Profil 29) gut und meist dünnplattig gebankte, beige Dolomite, die im Hauenstein-Staffelegg-Gebiet absolut fossillier sind. Einlagerungen von Rauhwannebändern und mehr tonige Dolomite im basalen Teil der Serie lockern die Einförmigkeit des Anhydritdolomits etwas auf. Die schon vorgängig beschriebenen, dunkelbraunen bis schwarzen Silex sind in der Regel auf einen 3–6 m mächtigen, mittleren Teil der Schichtgruppe beschränkt, während sie bei Zeglingen (Profil 24) von der Basis der Serie bis knapp unter die Obergrenze durchgehen. Die Dolomitbänke im unmittelbaren Liegenden des Trochitenkalkes erscheinen oft leicht rosa gefärbt.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk erreicht eine Mächtigkeit von 21–24 m. Während westlich von Zeglingen der Anhydritdolomit direkt von fein- bis grobkörnigen Kalken ohne Trochiten und Schill überlagert wird, lässt sich von Zeglingen nach E, verfolgbar bis ins Staffelegg-Gebiet, als Basis des Unteren Trochitenkalkes eine 0,2–1,5 m starke Lage von Schill-Trochitenkalk beobachten. Diese Basale Trochitenbank (Typuslokalität: Weid, W Schafmatt, Profil 26, Schichten 13–15), die ebenfalls konkordant den Dolomit der obersten Anhydritgruppe überlagert, stellt wohl einen regionalen, südlichen Ausläufer des längs des Rheins verfolgbar Basalooliths in etwas anderer Ausbildung dar.

Im Hangenden der Basalen Trochitenbank oder, wo diese nicht entwickelt ist, direkt über dem Anhydritdolomit, folgen 4,5–9,5 m feinkörnige bis körnige, 10–50 cm dick gebankte Kalke, die nur geringe Mengen organogenen Detritus enthalten. Dünnste Mergellagen trennen vielfach die einzelnen Bänke und lassen die Schichtfugen deutlich hervortreten.

Der Obere Trochitenkalk setzt, wie im ganzen Untersuchungsgebiet, mit dem Leithorizont der Coenothyrisbank ein. Es folgt eine 14–17 m mächtige Wechsellagerung von Bruchschillkalken, die in wechselnden Mengen Encrinitenreste führen, feinkörnigen bis grobkörnig-arenitischen Kalken, bankweise mit Dolomitierungserscheinungen, und dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten. Der prozentuale Anteil der eigentlichen Trochitenkalke am Aufbau der Schichtfolge ist im Hauenstein–Staffelegg-Gebiet nur wenig geringer als weiter westlich, im Raume Meltingen–Waldenburg.

Rundliche und wulstige Kalzit-Silexkonkretionen, die vielfach einen sekundär wieder entsilifizierten, kreidigen, weissen Kern zeigen, sind im mittleren Teil der Serie stellenweise häufig, besonders in der Gegend zwischen Salhöf und Benken.

Im obersten Teil der Formation schalten sich die für die Grenzzone Trochitenkalk/Plattenkalk leitenden Glaukonit führenden Bruchschillkalke und Calcarenite ein.

c) Plattenkalk

Der Mergelhorizont (Typuslokalität: NW Salhöf, Profil 30, Schichten 77–87), mit dessen Auftreten wir die Untergrenze des Plattenkalkes definiert haben, besteht im Hauenstein–Staffelegg-Gebiet aus einem bis mehreren, 5–30 cm starken Bändern von braunen Mergeln, die neben Pleuromyen und Hoernesien gelegentlich auch Ceratiten führen. Auf Salhöf (Profil 30) und NE Pilgerhöf (Profil 37) konnten aus diesem Niveau einige Bruchstücke von *Acanthoceratites compressus* PHIL. geborgen werden.

Der Plattenkalk, 13–17 m mächtig, ist ähnlich ausgebildet wie im Raume Meltingen–Waldenburg. Wir trennen auch hier einen Unteren Plattenkalk ab, der 5–8 m mächtig wird und sich lithologisch noch eng an den liegenden Trochitenkalk anschliesst. Im Oberen Plattenkalk treten die Schillkalke stark zurück, und wir können eine Folge von leicht bis völlig dolomitierten Kalken beobachten, die stellenweise zahlreich die schon oft erwähnten, rundlichen Kalzit-Silexkonkretionen führen. Abweichend von der sonst üblichen Ausbildung der Serie im Faltenjura, ist im Gebiet von Eptingen der oberste Plattenkalk als Komplex von dünnplattig gebankten Kalken mit regelmässigen, dolomitischen Zwischenlagen entwickelt.

Die oolithische Fazies des unteren Trigonodusdolomites greift im Raum zwischen Zeglingen und der Staffelegg bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Infolge der starken Dolomitierung ist die primäre Struktur der Sedimente nur mehr im Dünnschliff zu erkennen. Interessant sind die auf Seite 154 beschriebenen Silexknollen, die sich in diesen Schichten finden (Fig. 5, Taf. II). Das Niveau mit diesen spezifischen Konkretionen stellt im obersten Plattenkalk einen gut verfolg- baren, 0,3–2 m mächtigen Leithorizont dar, der im Faltenjura von Zeglingen bis zum Bänkerjoch durchzuziehen scheint (Profile 24, 32, 33, 34, 36, 39).

d) Trigonodusdolomit

Mit dem Einsatz der völlig dolomitischen Fazies haben wir die Grenze zum liegenden Plattenkalk gezogen. Der 20–23 m mächtige Trigonodusdolomit lässt sich in drei Abschnitte gliedern. Als tiefster Komplex sind zunächst 3–8 m mittel-

bis grobkörnige, beige, poröse Dolomite zu beobachten, die oolithisch ausgebildet sind. Die umkristallisierten Ooide finden sich, nur lose miteinander verkittet, in Nestern angereichert oder in scharf begrenzten Bänken, die mit nicht oolithischen, grobkörnigen Dolomiten wechsellagern. Es kann also kaum von einem geschlossenen Oolith-Komplex gesprochen werden.

Die oolithische Fazies des basalen Trigonodusdolomites setzt im W in der Gegend von Liedertswil und Titterten ein und kann gegen E bis ins Staffelegg-Gebiet verfolgt werden. Wir bezeichnen diesen Schichtkomplex als Eptinger Oolith, da er in der Gegend von Eptingen (Typuslokalität: Starnberg, Profil 16, Schichten 8–14) besonders schön und bis 8 m mächtig entwickelt ist.

Bemerkenswert bei der allgemeinen Fossilarmut des unteren Trigonodusdolomites ist ein Fund von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) aus den basalen Schichten der Serie (Profil 39, Schicht 4). Es handelt sich um eine eher kleine Form, beinahe rund, mit schwach überbogenem Wirbel, kleinem Stielloch und flacher Wölbung. Das Vorkommen von Terebrateln im Trigonodusdolomit ist sehr selten.

Im Hangenden des Eptinger Ooliths folgen 13–16 m beige, poröse, fein- bis mittelkörnige Dolomite, in denen massenhaft weisse bis leicht violett gefärbte Kalzitdrusen zu beobachten sind. Die Bankung des Komplexes ist nicht sehr ausgeprägt, und die höckerigen Schichtflächen sind vielfach mit einer bräunlichen bis schwarzen Tonhaut überzogen. Die Einförmigkeit der Serie wird stellenweise durch Einlagerungen von Rauhackebändern und, im obersten Teil, durch Halbschill-Lagen unterbrochen, die eine artenarme Fauna führen:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)
Mytilus? gibbus ALBERTI
Trigonodus sandbergeri ALBERTI
Myophoria laevigata ALBERTI
Myophoria goldfussi ALBERTI
Myophoriopsis cf. incrassata (MÜNSTER)
Worthenia alemannica HERB
 kleine, unbestimmbare Gastropoden

Den oberen Abschluss des Trigonodusdolomites bilden 1,5–4 m gut gebankte bis dünnplattige Dolomite, die schichtparallel gelagerte, gebänderte, weisse und schwarze Silexlagen enthalten.

e) Lettenkohle

Das Bonebed, das die Untergrenze der Lettenkohle markiert, ist überall deutlich entwickelt. Die Estherienschiefer, die 0,4–1 m mächtig werden, zeigen die im östlichen Faltenjura übliche Ausbildung.

Der Grenzdolomit, der in seiner Mächtigkeit zwischen 2 und 4 m schwankt, besteht aus einer Folge von gut gebankten, zum Teil tonigen, hellbeigen Dolomiten, dünnen Tonzwischenlagen und Rauhackebändern. Auf Salhöf (Profil 31) ist der ganze Grenzdolomit als Rauhacke entwickelt, während 5 km weiter östlich, bei Asp (Profil 41), Rauhacken nur im unmittelbaren Liegenden des Gipskeupers zu beobachten sind. Die unteren Schichten des Grenzdolomits, die mit einem Bonebed über den Estherienschiefern einsetzen, führen dort in einzelnen Bänken

eine Lamellibranchierfauna mit kalzitisch erhaltenen Schalen. Bei den auftretenden Muscheln handelt es sich um Muschelkalkformen, zum Teil aber um sehr grosse Exemplare (Fig. 1, Taf. II):

Lima striata (SCHLOTHEIM)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Myophoria goldfussi ALBERTI

Die Grenze zum hangenden Gipskeuper lässt sich am Einsetzen von farbigen Tonen und siltigen Schiefertönen erkennen, die mit dünnen Steinmergel- und Rauh- wackebändern wechsellagern.

C. Literaturhinweise

Eine brauchbare Stratigraphie des Oberen Muschelkalkes im Gebiet Waldenburg–Hauenstein–Staffelegg hat um die Jahrhundertwende F. MÜHLBERG (1889, 1901, 1908, 1915) ausgearbeitet (siehe S. 143). Seine Beobachtungen kehren, mit wenigen Ergänzungen, in den lokalen, mehr die Tektonik berücksichtigenden Arbeiten kontemporärer und späterer Autoren immer wieder. Wir erwähnen CELLIERS (1907), MANDY (1907) und VILLIERS (1907), die in der Überschiebungszone des Faltenjura auf den Tafeljura zwischen Waldenburg und Unterem Hauenstein gearbeitet haben. Noch THORNBURG (1925), der sich die Aufgabe gestellt hatte, die komplexe Verschuppung des Hauptmuschelkalkes im Gebiet Läuelfingen–Unter Hauenstein zu analysieren, schreibt: «Auf die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse näher einzutreten, liegt kein Grund vor; MÜHLBERGS Erläuterungen zur Hauensteinkarte enthalten alles Wesentliche.» Auch HAUBER (1960) stützt sich bei seiner kurzen Beschreibung des Muschelkalkes im Gebiet Reigoldswil–Eptingen vornehmlich auf die Arbeiten von MÜHLBERG.

4. Gebiet Schinznach–Schämbelen–Baden

Die Überschiebungszone des Falten- auf den Tafeljura, die sich vorwiegend aus aufgestauten und verschuppten Komplexen des Mittleren und Oberen Muschelkalkes zusammensetzt, lässt sich östlich von Densbüren noch bis nach Schinznach verfolgen und vereinfacht sich dann zu einer Antiklinale, deren Muschelkalkkern längs der Achse Habsburg–Hausen–Schämbelen–Baden aufgeschlossen ist. Die Antiklinale, in deren Kern nur noch der Keuper sichtbar ist, setzt sich weiter nach E in der Lägern fort. Ein südlicheres Muschelkalkband zweigt östlich von Densbüren von der Überschiebungszone ab und lässt sich als Kern einer Antiklinale, deren Nordschenkel überfahren wurde, bis nach Schinznach-Dorf verfolgen.

A. Aufschlüsse

Profil 43 W Schinznach-Dorf 652200/255325 (Strassenaufschluss)
 Plattenkalk, 2,10 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 19,40 m aufgeschlossen

Profil 44 Bözalden, N Bahnlinie 653125/256550 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 13,70 m aufgeschlossen

- Profil 45 Schinznach-Bad 655000/256725 (Bahneinschnitt)
 Trigonodusdolomit, 3,40 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 17,20 m
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,90 m
 Anhydritdolomit, 4,50 m aufgeschlossen
- Profil 46 Hausen 658575/257200 (verlassener Steinbruch)
 Trochitenkalk, 18,70 m aufgeschlossen
- Profil 47 Schämbelen, NW Birmenstorf 659450/257200 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 14,70 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 16,90 m aufgeschlossen
- Profil 48 Schämbelen, NW Birmenstorf 659350/257150 (natürlicher Anriss)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 6,20 m
 Trigonodusdolomit, 1,20 m aufgeschlossen
- Profil 49 Brunnacher, SE Gebenstorf 661375/258550 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 3,50 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 15,70 m
 Trochitenkalk, 23,00 m aufgeschlossen
- Profil 50 Hägeler, W Baden 663225/258975 (Bachtobel)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 2,90 m
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 23,00 m
 Plattenkalk, 11,90 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Wie in verschiedenen kleinen Aufschlüssen beobachtet werden konnte, ist der Anhydritdolomit auch im Gebiet zwischen Schinznach und Baden in üblicher Ausbildung entwickelt: dünnplattig gebankte, mittelkörnige, beige, fossillere Dolomite, die lagenweise gebänderte Silex führen. Einschaltungen von dünnen Rauh-
 wackebändern sind ebenfalls festzustellen. Die Mächtigkeit der Serie dürfte 10 m nicht übersteigen; N der Habsburg konnten 8 m gemessen werden.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk, 24 m mächtig, überlagert konkordant den Anhydritdolomit. Der Untere Trochitenkalk wird gebildet durch 8–9,5 m gut gebankte, zum Teil dolomitisierte Kalke mit dünnsten Mergelzwischenlagen. Organogener Detritus fehlt fast völlig. Der Obere Trochitenkalk setzt mit der Coenothyrisbank ein, die in einzelnen Profilen sehr schön entwickelt ist, stellenweise aber auch fehlen kann. Es folgt eine 14–16 m mächtige Wechsellagerung von Bruchschillkalen, die in wechselnden Mengen Encrinitenreste führen, mehr oder weniger stark dolomitierten Kalen und kalkigen Dolomiten. Der prozentuale Anteil der Trochiten- und Schillkalke am Aufbau der Schichtfolge ist dabei gegenüber westlicheren Teilen des Faltenjura wesentlich geringer. Bemerkenswert ist ferner die starke, sekundäre Dolomitisierung des Trochitenkalkes, die sich in östlicher Richtung rasch intensiviert. Bei Schinznach-Bad (Profil 45), noch deutlicher an der Schämbelen (Profil 47) und bei Gebenstorf, schalten sich mächtige Komplexe

von grobkörnigen, porösen, beigen, dolomitischen Kalken und Dolomiten zwischen den eher spärlich vorhandenen Schill- und Trochitenbänken ein, die ihrerseits selbst vielfach dolomitisiert worden sind.

Im obersten Abschnitt des Trochitenkalkes sind dünne Mergelzwischenlagen und Glaukonit führende, teilweise dolomitisierte Bruchschillkalke und Calcarenite zu beobachten.

c) Plattenkalk

Der Mergelhorizont des basalen Plattenkalkes findet sich bei Schinznach-Dorf (Profil 43) noch typisch ausgebildet, wo auch 5 Exemplare von *Ceratites (Acanthoceratites) compressus* PHIL. gefunden werden konnten. Weiter östlich ist das Mergelniveau kaum mehr entwickelt. Die Zone der Glaukonit führenden Kalke und das Verschwinden von *Encrinus liliiformis* LAM. erlaubt aber dennoch, die Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk festzulegen.

Der untere Teil (3–6 m) des total 16–17 m mächtigen Plattenkalkes besteht aus einer Wechsellagerung von teilweise Glaukonit führenden, mehr oder weniger stark dolomitisierten Bruchschillkalken und beigen, grobkörnigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten.

Im Oberen Plattenkalk treten die Schillsedimente fast ganz zurück, während dolomitische Kalke und Dolomite dominieren, die in der Gegend um Schinznach in dicken, teilweise bis 2 m mächtigen Bänken auftreten und wulstige bis runde Kalzit-Silexkonkretionen führen. Im SE-Zipfel des Untersuchungsgebietes (Profile 47, 49, 50) fehlen diese Konkretionen wieder, und der 11–14 m mächtige Obere Plattenkalk ist als Folge von 10–30 cm dick gebankten, grobkörnigen, porösen Dolomiten und stark dolomitischen Kalken, die durch schichtparallel angeordnete Reihen von Löchern und Kalzitdrusen ausgezeichnet sind, entwickelt. Vereinzelt eingestreute Halbschillbänke enthalten zuweilen noch bestimm- bare Fossilien:

Coenothyris vulgaris (SCHLOTHEIM)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Lima striata (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Myoconcha laevis PHILIPPI
Enantiostreon difforme (SCHLOTHEIM)
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Pemphix sueuri DESMAREST

Da der ganze Plattenkalk im Raume Brugg–Baden in fast völlig dolomitischer Fazies entwickelt ist, ist es nicht einfach, eine Grenze gegen den Trigonodusdolomit zu definieren. Wir ziehen die Trennungslinie mit den Auftreten der letzten Schillbänder und dem Einsetzen von undeutlich und höckerig gebankten Dolomiten. Es sei aber darauf hingewiesen, dass man aus Gründen der lithologischen Ausbildung den Trigonodusdolomit auch mit der Oberkante des Unteren Plattenkalkes einsetzen lassen könnte (vgl. Fig. 5, S. 212).

d) Trigonodusdolomit

Der 20–23 m mächtige Trigonodusdolomit setzt an der Basis mit vielfach höckerig und undeutlich gebankten, grobkörnigen, beigen, leicht verwitternden

Dolomiten ein, die systemlos im Gestein verteilte Kalzitdrusen und teilweise auch rundliche Kalzit-Silexkonkretionen führen. Die Schichtflächen sind zum Teil mit schwarzen und braunen Tonhäuten überzogen.

In höheren Schichten der Serie schalten sich häufig unregelmässig begrenzte Bänke und Linsen von Rauhwanke ein, und im obersten Abschnitt sind lokal Schalenrümmer führende, rötlich gefärbte Dolomite anzutreffen, mit:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Myophoria germanica HOHENSTEIN
Myophoria goldfussi ALBERTI

e) Lettenkohle

Die 3–6 m mächtige Lettenkohle setzt auch im östlichsten Faltenjura mit dem Grenzbonebed ein. Als untere Abteilung folgen zunächst die Estherien-schiefer, 1–1,5 m mächtig, die aus dunkelgrauen, braunen und hellgrünen, schiefrigen Tönen bestehen, die, neben Fischschuppen und Zahnresten, lagenweise *Estheria minuta* (GOLDFUSS) führen. Die einzelnen Tonplättchen sind oft durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Als Einschaltungen sind Dolomitbänke mit *Myophoria goldfussi* ALBERTI zu beobachten.

Im Grenzdolomit, der 1,5–5 m mächtig wird, treten tonreiche Sedimente fast vollständig zurück. Als Hangendes der Estherienschiefer folgen zunächst beige, fein- bis mittelkörnige, gut gebankte Dolomite, die vielfach schwarze Dendriten auf Bankungs- und Kluftflächen zeigen. Den oberen Abschluss des Schichtgliedes bilden dicke, unregelmässige Rauhwanckelagen, deren Kalzitnetzwerk neben Dolomitbrocken auch Paketchen von grünem Ton umschliesst.

Die Lettenkohle wird überlagert von grauen und grünen, selten rötlichen, siltigen Tönen, die dem untersten Gipskeuper zuzuordnen sind.

C. Literaturhinweise

Der Obere Muschelkalk im Raume Schinznach–Baden erfuhr durch F. MÜHLBERG (1902, 1905) eine kurze Beschreibung. Dass die Mächtigkeitenangaben betreffend den Hauptmuschelkalk (im Sinne MÜHLBERGS = Trochitenkalk + Plattenkalk) dabei um etliches tiefer als die tatsächlichen Werte sind, mag daher kommen, dass der Autor die starke Dolomitierung des Plattenkalkes nicht erkannte und diese Serie teilweise mit höheren Teilen der Schichtfolge verwechselte. Dagegen gibt MÜHLBERG die Mächtigkeit der Lettenkohle mit 7–14 m zu hoch an, weil er, durch die schlechten Aufschlüsse westlich Baden irreführt, die Rauhwancken, die hier im obersten Trigonodusdolomit häufig auftreten, offensichtlich der Lettenkohle zuordnete.

SENFLEBEN (1923) beobachtete südlich der Kappelerhöfe (entspricht unserem Profil 50) richtig die starke Dolomitierung des oberen Trochitenkalkes und des Plattenkalkes. Der Autor kannte aber wahrscheinlich die sonst übliche fazielle Entwicklung dieser Schichtfolge im Ostjura zu wenig, um auf die Besonderheit ihrer Ausbildung im Raume Brugg–Baden aufmerksam zu werden.

5. Westlicher Teil des Tafeljura (Basel – Frick)

Der südliche Sedimentmantel des Schwarzwaldmassivs zeigt ein flaches Gefälle nach S, so dass wir, vom Faltenjura nach N gehend, nach und nach in stratigraphisch tiefere Formationen gelangen. Scharen von NNE–SSW streichenden Verwerfungen bedingen eine ausgeprägte Horst/Graben-Landschaft. Der Obere Muschelkalk findet sich in einem 4–15 km breiten Band längs des Rheines aufgeschlossen. Wir verfolgen die Serie vorerst von Basel weg nach E, längs des Südrandes der Dinkelberge und auf der linken Seite des Rheines bis zum Tal der Sisseln, die die Hauptmuschelkalk-Platte nördlich von Frick auf ihrem Weg zum Rhein durchschnitten hat.

A. Aufschlüsse

- Profil 51 E Wyhlen 619700/266550 (Steinbruch)
 Plattenkalk, 9,20 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 25,90 m
 Anhydritdolomit, 2,40 m aufgeschlossen
- Profil 52 Kraftwerk Augst–Wyhlen 620400/265150 (ehemalige Baugrube des Kraftwerkes)
 Aufnahme C. DISLER (1914, S. 67)
 Trigonodusdolomit, 2,00 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 9,20 m aufgeschlossen
- Profil 53 Augst 621125/264900 (Bachbett der Ergolz; heute teilweise eingestaut)
 Aufnahme C. DISLER (1914, S. 68)
 Lettenkohle, 3,30 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit ca. 20 m
 Plattenkalk, 0,90 m aufgeschlossen
- Profil 54 Tempelhof, S Augst 621075/264150 (Bachbett der Ergolz; heute durch Schotterablagerungen eingedeckt)
 Aufnahme C. DISLER (1914, S. 74)
 Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
 Trigonodusdolomit, 1,00 m aufgeschlossen
- Profil 55 S Kaiseraugst 621650/265175 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 6,50 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
- Profil 56 Talhof, E Giebenach 623950/264025 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 6,50 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 18,20 m aufgeschlossen
- Profil 57 SW Karsau 626500/270475 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 18,70 m aufgeschlossen
- Profil 58 Burgstell, Rheinfelden 626425/267150 (Südseite des Inselchens)
 Aufnahme C. DISLER (1914, S. 60)
 Trochitenkalk, 24,60 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, 0,50 m aufgeschlossen
- Profil 59 Ängi, zwischen Rheinfelden und Magden 627500/265300 (Steinbruch)
 Aufnahme C. DISLER (1914, S. 63)
 Plattenkalk, 12,50 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 6,20 m aufgeschlossen
- Profil 60 Binzhöden, W Buus 631075/261800 (Bachtobel)
 Trochitenkalk, 17,50 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, 0,40 m aufgeschlossen

- Profil 61 Buus 631 850/261 600 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 8,90 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 14,00 m aufgeschlossen
- Profil 62 N Wegenstetten 637 125/261 450 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 26,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 63 Winterholden, zwischen Schupfart und Obermumpf. 638 900/263 200 (Steinbruch)
Plattenkalk, 4,60 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 17,80 m aufgeschlossen
- Profil 64 Wüesti, S Schupfart 639 475/261 875 (Bachtobel)
Aufnahme L. BRAUN (1920, S. 197); modifiziert
Lettenkohle, 4,10 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, ca. 5 m aufgeschlossen
- Profil 65 Boll, W Eiken 640 825/264 500 (verlassener Steinbruch)
Trigonodusdolomit, 6,60 m aufgeschlossen
Plattenkalk, 5,60 m aufgeschlossen
- Profil 66 Seckeberghöf, SE Eiken 642 325/263 625 (verlassener Steinbruch)
Plattenkalk, 20,90 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 1,60 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Gute Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk fehlen zurzeit. Die Bohrprofile aus dem Gebiet zwischen Pratteln und Frick, die uns von den VEREINIGTEN SCHWEIZERISCHEN RHEINSALINEN in zuvorkommender Weise zur Einsichtnahme überlassen worden sind, signalisieren eine Mächtigkeit des Anhydritdolomits von meist 8–12 m, aber auch bis zu 25 m. Die Untergrenze der Serie ist nicht genau zu definieren; es besteht ein kontinuierlicher Übergang von den höheren Teilen der Hauptanhydritgruppe, wo sich gegen oben mehr und mehr dolomitische Steinmergel einschalten, zum Anhydritdolomit, wo der Gehalt an pelitomorphen Bestandteilen fast gänzlich zurücktritt. Bei der Interpretation der Spülungsrückstände mögen zum Teil solche, stark karbonatische Komplexe der oberen Hauptanhydritgruppe zum Anhydritdolomit geschlagen worden sein.

Die Ausbildung des Anhydritdolomits unterscheidet sich nicht von der schon beschriebenen im Faltenjura. Es wiegen beige, grobkörnige, sauber und vielfach äusserst dünnplattig gebankte Dolomite vor, die mit Rauhackebändern wechselagern. Einschaltungen von Gips und Anhydrit führenden Dolomiten können nie oberflächlich, häufig aber in Bohrkernen beobachtet werden, während umgekehrt Rauhacken nur an der Erdoberfläche anzutreffen sind. Gebänderte, dunkelbraune bis schwarze, plattige Silex sind im mittleren Abschnitt des Anhydritdolomits sehr verbreitet.

Die Grenze zum hangenden Hauptmuschelkalk ist durch den scharfen lithologischen Wechsel Dolomit/Kalk charakterisiert. Die Überlagerung durch den Trochitenkalk erfolgt völlig konkordant und ohne Anzeichen eines Hiatus.

b) Trochitenkalk

Der Trochitenkalk ist in einer Mächtigkeit von 24–26 m entwickelt. Er lässt sich, wie im übrigen Untersuchungsgebiet, in zwei Abschnitte gliedern.

Die Basale Trochitenbank, die als unterstes Glied des Trochitenkalkes im Faltenjura von Zeglingen an ostwärts auftritt, ist im westlichen Tafeljura nur an einzelnen Stellen zu beobachten (Profil 58). In der Regel folgen direkt über dem Anhydritdolomit 6–7 m, zuunterst oftmals noch leicht dolomitische, grau-braune, gut gebankte Kalke, die praktisch frei von Schill und Encrinitenresten sind, und die den Unteren Trochitenkalk aufbauen. Diese Serie von atypischen Kalken wird regional von einem, ca. 2 m über der Untergrenze des Hauptmuschelkalkes einsetzenden, 0,5–1,8 m mächtigen, feinoolithischen, Schill und Trochiten führenden Kalk unterbrochen. Der Oolith ist nach BROMBACH (1903) vor allem im westlichen Teil der Dinkelberge entwickelt. In unserem Untersuchungsgebiet kann der Komplex, den wir Basaloolith nennen wollen, an der Typuslokalität (E Wyhlen, Profil 51, Schicht 6) in einer Mächtigkeit von 1,5 m beobachtet werden. Nach den Bohrprofilen ist der Basaloolith in reduzierter Stärke auch südlich des Rheins entwickelt, allerdings nur zwischen Muttenz und Arisdorf. Im später zu besprechenden Gebiet des östlichen Tafeljura finden wir bei Waldshut in entsprechender stratigraphischer Stellung wieder einen ähnlich ausgebildeten Oolith. Im dazwischen liegenden Gebiet, östlich der Linie Arisdorf–Degerfelden und westlich von Waldshut, fehlt der Basaloolith.

Der Obere Trochitenkalk, in eigentlicher Trochitenkalkfazies entwickelt, setzt auch im westlichen Tafeljura mit der *Coenothyris*bank ein. Dieser 5 bis 30 cm starke Leithorizont ist offensichtlich identisch mit der von BROMBACH (1903) aus den Dinkelbergen beschriebenen «Terebratellage». Es folgt eine 18–20 m mächtige, nicht gliederbare Wechsellagerung von grau-braunen, \pm Trochiten führenden Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, teilweise lagig und schlierig dolomitierten Kalken und einzelnen Einschaltungen von beigen, kalkigen Dolomiten. Der Anteil eigentlicher Encrinitenkalke an der Zusammensetzung des Schichtkomplexes ist wesentlich geringer als in südlicheren Teilen des Untersuchungsgebietes. Die einzelnen Bänke der Schichtfolge sind 5–30 cm dick und vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Im unmittelbaren Liegenden des Plattenkalkes schalten sich die für diese Zone leitenden, Glaukonit führenden Schillkalkbänke ein.

c) Plattenkalk

Der Plattenkalk erreicht in der Gegend von Augst und Wyhlen die für das Untersuchungsgebiet maximale Mächtigkeit von 28–30 m. Nach E reduziert sich die Serie; im Gebiet von Frick und Schupfart messen wir noch 24–25 m.

Die Untergrenze der Formation wird durch den Mergelhorizont markiert. Mehrere dicht aufeinanderfolgende, 5–40 cm starke, durch Kalke getrennte Bänder von braunen Mergeln mit Kalkknauern bilden dieses Leitniveau. Stellenweise gehen die Mergel in beige bis gelbe, schiefrige, dolomitische Mergelkalke über. Vielfach führen die Mergel dieses Horizontes eine relativ gut erhaltene Fauna:

- Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM)
- Hoernesia socialis* (SCHLOTHEIM)
- Lima striata* (SCHLOTHEIM)
- Entolium discites* (SCHLOTHEIM)
- Pleuronectites laevigatus* (SCHLOTHEIM)

- Pleuromya musculoides* (SCHLOTHEIM)
Pleuromya elongata (SCHLOTHEIM)
Loxonema obsoletum (ZIETEN)
Ceratites (Progonoceratites) robustus RIEDEL
C. (P.) robustus terminus WENGER
C. (Acanthoceratites) compressus compressus PHILIPPI
C. (A.) evolutus PHILIPPI
C. (A.) evolutus evolutus PHILIPPI

Einem Mergelbändchen, das ca. 6 m über dem Mergelhorizont des basalen Plattenkalkes liegt, konnte S Kaiseraugst (Profil 55) ein schönes Exemplar von *Ceratites (Acanthoceratites) evolutus bispinatus* WENGER entnommen werden.

Im Unteren Plattenkalk sind noch häufig Schillkalke anzutreffen, die zum Teil auch syngenetischen Glaukonit führen. *Encrinus liliiformis* LAM. kann sich lokal noch bis 4 m über die Unterkante des Mergelhorizontes halten. Ein schöner Fund vollständig erhaltener Kronen von *Encrinus carnalli* BEYR. stammt ebenfalls aus den untersten Schichten des Plattenkalkes.

Über dem Unteren Plattenkalk, der 3–6 m mächtig wird und sich lithologisch, abgesehen von den Mergelzwischenlagen, kaum vom liegenden Trochitenkalk unterscheidet, folgt der Obere Plattenkalk, der Mächtigkeiten von 20–27 m erreicht. Hier fehlen die Schillkalke fast völlig, während plattig gebankte Kalke und dolomitische Kalke dominieren. Besonders auffällig sind jeweils mehrere Meter mächtige Komplexe von 5–15 cm dick gebankten, grauen, feinkörnigen Kalken mit regelmässigen, hellbeigen, zum Teil tonigen, 3–5 cm starken, dolomitischen Zwischenlagen. Diese dünngebankten Kalke mit den dolomitischen Fugen stellen den eigentlichen Typus der Plattenkalkfazies dar. Rundliche bis fladenförmige, scharf umgrenzte Kalzit-Silexkonkretionen mit teilweise sekundär wieder entsilifizierter, kreidig weisser Kernpartie finden sich häufig, vorwiegend in dolomitischen Schichten. Einschaltungen vereinzelter Lagen kristallinen Schillkalks in höheren Teilen des Plattenkalkes können zur Parallelisierung unmittelbar benachbarter Profile verwendet werden.

Der Abschluss des Plattenkalkes wird im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura durch einen oolithischen Komplex gebildet. Nach den Aufschlüssen in den Steinbrüchen bei Talhof E Giebenach (Profil 56, Schicht 17) nennen wir dieses Schichtglied Giebenacher Oolith. Der relativ grobe Oolith zeigt selektive Dolomitierungserscheinungen, indem die einzelnen Ooide völlig, das ursprünglich aus mikrokristallinem Kalzit bestehende Bindemittel nur teilweise dolomitisiert worden sind. Der Giebenacher Oolith, bestehend aus einer Repetitionsschichtung von oolithischen und nicht oolithischen, beigen, dolomitischen Kalken, erreicht seine Maximalmächtigkeit mit 5 m im Raume Wyhlen–Augst. Im Dinkelberg ist der Oolith nach BROMBACH (1903) nur lokal entwickelt, während er auf der linken Rheinseite in abnehmender Mächtigkeit von Augst bis zur Sisseln (Profil 65) verfolgt werden kann; stellenweise fehlt er allerdings.

d) Trigonodusdolomit

Im Gegensatz zum Verhalten des Plattenkalkes nimmt die Mächtigkeit des Trigonodusdolomites von W (20 m bei Augst) nach E (ca. 25 m bei Frick) zu. Die

Grenze zum liegenden Plattenkalk ist in diesem Gebiet sehr scharf. Während im W (Profil 52, 53, 56), im Hangenden des Giebenacher Ooliths, beige mittelkörnige, undeutlich und höckerig gebankte Dolomite mit Kalzitdrusen die Untergrenze des Trigonodusdolomits charakterisieren, greift im E (Profil 65) die Fazies des Giebenacher Ooliths noch in den untersten Trigonodusdolomit hinauf.

Die unteren 15 m der Serie bauen sich aus einer Folge von hellbeigen, porösen, beim Anschlagen bituminös riechenden, undeutlich gebankten Dolomiten auf, die kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen und rundliche bis knollige Kalzit-Silexkonkretionen führen. Scharfe Schichtfugen, die sich in Abständen von 0,5–4 m folgen, deuten auf Sedimentationsunterbrüche hin. Schalentrümmersedimente treten nur vereinzelt auf, ebenso lokal entwickelte Bonebeds.

Im W des Teilgebietes (Profil 53) folgt über dem beschriebenen, unteren Teil der Serie ein 2–3 m starker Komplex von gut gebankten, grobkörnigen, beige Dolomiten, die schichtparallel angeordnete, schwarze und weisse, bis 20 cm dicke, gebänderte Silexlagen enthalten. Im E (Profil 64), wo der Horizont mit den Silexbändern ebenfalls deutlich entwickelt ist, schalten sich unter demselben poröse, grobkörnige, vielfach oolithische, beige bis rötliche Dolomite ein, die eine individuenreiche Lamellibranchier- und Gastropodenfauna führen und als westliche Ausläufer der später zu beschreibenden Kaistener-Schichten zu betrachten sind.

Im Hangenden des Horizontes mit den Silexbändern finden sich noch 1,5–3,5 m meist gut gebankte, lagenweise mit Schalentrümmern durchsetzte Dolomite, die mit einem mehr oder weniger ausgeprägten Hardground mit Bonebed gegen die Estherienschiefer der basalen Lettenkohle abgegrenzt sind.

e) Lettenkohle

Die Lettenkohle wird auch im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura nicht mächtiger als 4–5 m. Über der Basisbildung der Lettenkohle, dem Grenzbonebed, folgen die Estherienschiefer, die eine Mächtigkeit von 1,5–2 m erreichen. Es sind dies schwarz-blaue bis bräunliche, lagenweise *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN führende, blättrige bis schiefrige Tone, die mit dünnen Dolomitbänklein und feinsandigen Schiefertonglagen (nur Profil 64) wechsellagern. Die Sedimente sind reich an Fischschuppen und Zahnresten, die bisweilen in gedrängter Lagerung eigentliche Bonebeds bilden.

Die Estherienschiefer werden vom 3–4 m mächtigen Grenzdolomit überlagert, der basal mit gut gebankten, beige, feinkörnigen Dolomiten einsetzt, die oft die schon mehrmals erwähnten Dendriten auf Kluft- und Bankungsflächen zeigen. In höheren Teilen des Schichtgliedes schalten sich vielfach dünne Rauh-wackelagen ein, während ein kompaktes, 1–1,5 m mächtiges Rauh-wackeband den oberen Abschluss der Lettenkohle bildet.

Der Gipskeuper setzt mit farbigen Tönen und feinsandigen Schiefertönen ein.

C. Literaturhinweise

STRÜBIN (1901) gibt die Gesamtmächtigkeit des Hauptmuschelkalkes mit 50 m an. Dieser Wert ist um einiges zu niedrig. Als Leitniveau erwähnt der Autor wenig über der Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk eine Bank von «typischem Fleckenkalk». Eine genaue Definition dieses Horizontes wird jedoch nicht gegeben, und

da fleckige Kalke im Hauptmuschelkalk keine Seltenheit darstellen, ist es uns nicht gelungen, den «typischen Fleckenkalk» STRÜBINS mit Sicherheit zu lokalisieren. Wenn der Autor dann die Lettenkohle als 30–40 m mächtig beschreibt, so kommt dies offensichtlich daher, dass er den ganzen Gipskeuper sowie Schilfsandstein und Gansingerdolomit fälschlicherweise der Lettenkohlegruppe zuordnete.

BROMBACH (1903) gibt eine äusserst brauchbare stratigraphische Gliederung des Oberen Muschelkalkes im Gebiet der Dinkelberge. Der Trochitenkalk wird in Untere und Obere Trochitenschichten unterteilt, wobei die untere Abteilung die schill- und trochitenfreien Kalke (mit der lokal eingeschalteten Oolithzone) bis zur Terebratellage (= Coenothyrisbank) umfasst. Den «Nodosuskalk» unterteilt BROMBACH in einen unteren, «bankigen» und einen oberen, «plattigen» Komplex, der stellenweise mit einer Oolithzone (= Giebenacher Oolith) abschliesst. Als Mächtigkeit des Trigonodusdolomites in den Dinkelbergen gibt der Autor nur 13 m an, was kaum dem tatsächlichen Wert entsprechen dürfte. Hingegen beobachtete BROMBACH richtig die Silex im oberen Teil der Serie sowie die teilweise oolithische Natur der Dolomite (= Kaistener Schichten). Die Lettenkohle wird in «Untere Dolomite», Estheriensichten und Grenzdolomit gegliedert; wir fassen die «Unteren Dolomite» als oberstes Schichtglied des Trigonodusdolomites auf.

BUBNOFF und WILSER (1912) halten sich bei ihrer Beschreibung der Trias im Gebiet der Dinkelberge vorwiegend an die Angaben BROMBACHS.

DISLER (1912, 1914, 1931) bearbeitete die Trias beiderseits des Rheines zwischen Rheinfeldern und Augst. Der Autor gliedert, MÜHLBERG folgend, den Oberen Muschelkalk im Hauptmuschelkalk (Trochitenkalk + Nodosuskalk) und Trigonodusdolomit. Im Trochitenkalk scheidet DISLER über einer basalen Trochitenbank einen 5 m mächtigen, schill- und trochitenfreien Komplex aus, worüber dann die Schichten in eigentlicher Trochitenkalkfazies einsetzen. Die Grenze zum Nodosuskalk zieht DISLER mit dem letzten Auftreten von *Encrinus liliiformis*. Als Leithorizont, 2 m über der Untergrenze des Nodosuskalkes, beschreibt der Autor wieder den von STRÜBIN schon erwähnten «typischen Fleckenkalk»⁸⁾. BROMBACH folgend, unterteilt DISLER den Nodosuskalk in eine untere, dickbankige und eine obere, dünnbankige Hälfte, wobei dem dünnbankigen Teil vorwiegend plattige Kalke mit dolomitischen Fugen entsprechen. Bei Augst erwähnt der Autor im Dach des Nodosuskalkes eine Oolithbank (= Giebenacher Oolith). DISLER hält auch fest, dass fossilführende Schichten auf den oberen Teil des Trigonodusdolomites beschränkt seien, was durchaus den Tatsachen entspricht. Abweichend von der Auffassung BROMBACHS und ZELLERS (1908), lässt DISLER die Lettenkohle erst mit den Estheriensichten einsetzen.

SUTER (1915), der die Umgebung von Maisprach untersuchte, gibt nur eine sehr summarische Beschreibung des Oberen Muschelkalkes und hält sich an die Gliederungen von BROMBACH und DISLER.

⁸⁾ Nach der Beschreibung, die DISLER für den «typischen Fleckenkalk» gibt, scheint es uns, dass es sich dabei um eine Lage dolomitischen Kalks handeln muss, der im frischen Bruch bläulich-graue, im angewitterten Zustand rostbraune Flecken zeigt. Diese Flecken von Eisenoxyd und -hydroxyd können tatsächlich in dolomitierten Kalken oft beobachtet werden. Es handelt sich vielleicht um Konzentrationen des bei der Dolomitierung des Kalkes freigesetzten Eisens.

BRAUN (1920) ist der Auffassung, dass sich der Nodosus- oder Plattenkalk lithologisch nicht vom Trochitenkalk unterscheiden lasse und verweist im übrigen auf die Arbeiten von BRÄNDLIN, BROMBACH, DISLER und STRÜBIN. Bezüglich der Lettenkohle folgt BRAUN der von BROMBACH (1903), ZELLER (1908) und BRÄNDLIN (1911) verfochtenen Gliederung in «Untere Dolomite», Estherien-schichten (Alaunschiefer) und Grenzdolomit. Von palaeogeographischer Bedeutung sind 25 cm feinsandige Schiefertone, die BRAUN im Dach der Estherienschiefer bei Schupfart (Profil 64) beobachtet hat.

6. Östlicher Teil des Tafeljura (Frick – Waldshut)

Der Obere Muschelkalk ist in einem 1–3 km breiten Streifen auf der Südseite des Rheines zwischen dem Tal der Sisseln und der Aaremündung zu verfolgen. Die südliche Begrenzung des Hauptmuschelkalk-Bandes ist gegeben durch die NE–SW streichende Mettaufer-Störung. Waldshut ist die nordöstliche Ecke unseres Arbeitsgebietes. Der im N und NE anschliessende Muschelkalk des Wutach-Tales und des obersten Neckar-Gebietes ist bereits durch SCHALCH (1873, 1892, 1906) und in neuester Zeit durch PAUL (1936, 1956) eingehend bearbeitet worden.

A. Aufschlüsse

- Profil 67 Lumberg, W Kaisten 644 775/265 400 (Bachtobel)
(Vergl. mit Aufnahme von E. BRÄNDLIN 1911, S. 26)
Lettenkohle, 4,50 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, 16,40 m aufgeschlossen
- Profil 68 Chäsiberg, zwischen Kaisten und Ittenthal 646 200/264 075 (verlassener Steinbruch)
Aufnahme E. BRÄNDLIN (1911, S. 11)
Trigonodusdolomit, 0,90 m aufgeschlossen
Plattenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,70 m
Trochitenkalk, 8,40 m aufgeschlossen
- Profil 69 Weid, N Kaisten 645 875/265 925 (Steinbruch)
Trochitenkalk, 18,60 m aufgeschlossen
- Profil 70 Pt. 374, NE Kaisten 646 075/265 950 (nördl. Steinbruch)
Plattenkalk, 13,55 m aufgeschlossen
- Profil 71 Pt. 374, NE Kaisten 646 125/265 775 (südl. Steinbruch)
Plattenkalk, 13,45 m aufgeschlossen
- Profil 72 Tuttigraben⁹⁾, N Oberkaisten 646 600/265 700 (Bachtobel)
(Vergl. mit Aufnahme von R. HERB 1957, S. 530)
Lettenkohle, 4,10 m aufgeschlossen
Trigonodusdolomit, Gesamtmächtigkeit 29,40 m
Plattenkalk, 6,20 m aufgeschlossen
- Profil 73 Eggalden, NW Bütz 649 275/265 950 (Strassenaufschluss)
(Vergl. mit Aufnahme von E. BRÄNDLIN 1911, S. 8)
Trochitenkalk, 5,00 m aufgeschlossen
Anhydritdolomit, 5,70 m aufgeschlossen
- Profil 74 Pt. 373, SW Leidikon 648 925/266 225 (Steinbruch)
Plattenkalk, 2,30 m aufgeschlossen
Trochitenkalk, 14,10 m aufgeschlossen

⁹⁾ Die Bezeichnung Tuttigraben ist dem top. Atlas d. Schweiz, 1:25 000 entnommen.

- Profil 75 Holgassrütenen, NE Leidikon 649 675/266 900 (Bachtobel)
 Aufnahme E. BRÄNDLIN (1911, S. 25)
 Gipskeuper, 1,20 m aufgeschlossen
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 5,80 m
 Trigonodusdolomit, 1,60 m aufgeschlossen
- Profil 76 Pt. 352, zwischen Mettau und Oberhofen 652 200/267 925 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 12,80 m aufgeschlossen
- Profil 77 N Oberhofen 652 250/267 750 (verlassene Grube)
 Trigonodusdolomit, 14,30 m aufgeschlossen
- Profil 78 Etzgerbach, W Wil 653 325/268 000 (Bachanriss)
 Aufnahme z. T. durch E. BRÄNDLIN (1911, S. 23)
 Basale Schichten des Gipskeupers
 Lettenkohle, Gesamtmächtigkeit 5,10 m
 Trigonodusdolomit, 5,80 m aufgeschlossen
- Profil 79 Ifangerboden, SW Leibstadt 654 625/270 400 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 2,00 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 8,00 m aufgeschlossen
- Profil 80 SW Leibstadt 655 350/270 950 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 9,00 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 7,10 m aufgeschlossen
- Profil 81 Fullerhalden, N Reuenthal 657 550/273 525 (Gipsgrube)
 Trochitenkalk, 9,90 m aufgeschlossen
 Anhydritdolomit, 5,30 m aufgeschlossen
- Profil 82 Ziegelhütte Felsenau 658 625/272 300 (Steinbruch)
 Plattenkalk, 4,90 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 8,60 m aufgeschlossen
- Profil 83 Kapelle, SE Waldshut 659 200/274 350 (verlassener Steinbruch)
 Plattenkalk, 11,00 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, Gesamtmächtigkeit 23,70 m
 Anhydritdolomit, 2,20 m aufgeschlossen
- Profil 84 Galgenacker, NW Koblenz 659 400/273 950 (Anriss für Eisenbahn und Strasse)
 Plattenkalk, 12,80 m aufgeschlossen
 Trochitenkalk, 17,10 m aufgeschlossen
- Profil 85 S Kapelle, SE Waldshut 659 325/274 100 (verlassener Steinbruch)
 Trigonodusdolomit, 3,20 m aufgeschlossen
 Plattenkalk, 12,75 m aufgeschlossen

B. Gliederung

a) Anhydritdolomit

Der Anhydritdolomit, der im östlichen Tafeljura eine Mächtigkeit von 8–13 m erreicht, zeigt keine Verschiedenheiten in seiner Ausbildung gegenüber anderen Teilen des Untersuchungsgebietes.

Fein- bis grobkörnige, beige, gut und vielfach äusserst dünn gebankte Dolomite bauen dieses Schichtglied auf. In tiefern Teilen des Anhydritdolomits finden sich oft Einlagerungen von Rauhackebändern und Einschaltungen mehr toniger Dolomite. Eine durchgehend verfolgbare Zone wird durch einen im Mittel 3 m mächtigen Komplex von dünnplattigen Dolomiten gebildet, die massenhaft

dunkelbraune bis schwarze, gebänderte Silex enthalten. Die Oberkante des Horizontes mit den Silex liegt ca. 2 m unter der markanten Untergrenze des Hauptmuschelkalkes.

Zu erwähnen ist noch eine Lage mit deutlich ausgebildetem Bonebed (vorwiegend Fischschuppen neben einzelnen Zähnen), die im Profil 81 wenig unter dem Horizont mit den Silexbändern im sonst absolut fossilleren Anhydritdolomit festgestellt werden konnte.

b) Trochitenkalk

Der 24–25 m mächtige Trochitenkalk lässt sich in einen unteren, 6–7 m starken und einen oberen, 17–19 m mächtigen Abschnitt gliedern.

Im unmittelbaren Hangenden des Anhydritdolomites ist, allerdings nur im Raume Waldshut–Felsenau (Profile 81, 83), ein 2–2,5 m starker Komplex von oolithischen, Trochiten und Schill führenden Kalken zu beobachten. Die Ooide erfüllen nicht die ganzen Bänke, sondern finden sich in Nestern angereichert. Wir bezeichnen dieses Schichtglied ebenfalls als Basaloolith, da es in gleicher stratigraphischer Stellung auftritt wie der oolithische Komplex im basalen Trochitenkalk des Basler Tafeljura und des westlichen Dinkelberges. Zweifellos ist der Basaloolith, der sich westlich der Aaremündung kaum bis in die Gegend von Leibstadt verfolgen lässt, identisch mit dem Liegend-Oolith, den PAUL (1956) aus dem Wutach-Gebiet beschrieben hat. Ausserhalb des Verbreitungsgebietes des Basalooliths setzt der Trochitenkalk stellenweise mit einer 0,5–1 m mächtigen Bank von Schill-Trochitenkalk ein.

Über dem Basaloolith oder, in Vertretung desselben, der Basalen Trochitenbank, folgen 4–6 m fein- bis grobkörnige, gut gebankte, grau-braune Kalke, die gänzlich frei von Encrinitentrümmern sind und auch nur ganz vereinzelte Bruchschill-Lagen enthalten. Die einzelnen, 5–50 cm starken Bänke sind vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Abweichend von der normalen Entwicklung des Unteren Trochitenkalkes, wird der Basaloolith im Raume Waldshut–Koblenz von 2–2,5 m dünnplattig gebankten, beigen Dolomiten überlagert, welche gleichartig ausgebildet sind wie der Anhydritdolomit. Dieser Dolomitkomplex, der westlich des Unterlaufes der Aare nicht entwickelt ist, lässt sich nach PAUL (1936, 1956) auch im unteren Wutach-Gebiet beobachten und zwar im Gebiet Koblenz–Thiengen–Griessen.

Der Untere Trochitenkalk findet seinen Abschluss mit der Unterkante der schon mehrmals erwähnten Coenothyrisbank, die im östlichen Tafeljura sehr deutlich ausgebildet ist. Wir können eine 10–30 cm starke Lumachelle beobachten, die sich, abgesehen vom Bindemittel, aus Encrinitentrümmern und dolomitierten Schalen und Schalenteilen von *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTH.) zusammensetzt. Lokal kann auch eine etwas reichere Fauna gefunden werden; die Schalen sind jedoch immer durch weisslichen, pulverigen Dolomit ersetzt und zeigen vielfach Serpelnbewuchs. Im Wolfisgraben W Leidikon konnten beispielsweise folgende Fossilien aus der Coenothyrisbank geborgen werden:

Encrinus liliiformis LAMARCK

Serpula serpentina SCHMID und SCHLEIDEN (= *Serpula socialis* GOLDFUSS)

Coenothyris vulgaris (SCHLOTHEIM)

Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Lima striata (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Enantiostreon difforme (SCHLOTHEIM)
Mytilus eduliformis SCHLOTHEIM
Myophoria laevigata ALBERTI
Myophoria elegans DUNKER
Unicardium? schmidi (GEINITZ)
Loxonema sp.

Der Obere Trochitenkalk, in eigentlicher Trochitenkalk-Fazies entwickelt, ist 17–19 m mächtig und gleichartig ausgebildet wie im westlichen Teil des Tafeljura. Dünne Mergellagen trennen zum Teil die 5–40 cm dicken Bänke der Schichtfolge. Ein etwas deutlicher hervortretendes Mergelband, das im Raume von Waldshut–Koblenz 7 m unter der Obergrenze des Trochitenkalkes beobachtet werden kann (Profile 83, 84), dürfte dem Mergelhorizont II von PAUL (1936, 1956) entsprechen.

Im obersten Teil der Serie, im unmittelbaren Liegenden des Mergelhorizontes, schalten sich wieder die Glaukonit führenden Bruchschillkalke und Calcarenite ein.

c) Plattenkalk

Die Mächtigkeit des Plattenkalkes reduziert sich im östlichen Tafeljura von W (Kaisten 20–24 m) nach E (Waldshut 14–15 m) sehr stark.

Die Basis des Unteren Plattenkalkes haben wir ins Liegende des Mergelhorizontes versetzt, der in der Gliederung, die PAUL (1936, 1956) vom Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwaldrand gibt, dem Mergelhorizont III entspricht. Die lithologische Ausbildung des Schichtgliedes weicht im östlichen Tafeljura etwas vom sonst im Untersuchungsgebiet beobachtbaren Typus ab, indem in der Regel keine Mergel, sondern eher schiefrige, zum Teil dolomitische Mergelkalke in einer Mächtigkeit von 0,4–1 m auftreten. Bei Galgenacker (Profil 84), konnten aus dem Mergelhorizont folgende Fossilien geborgen werden:

Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Pleuromya musculoïdes (SCHLOTHEIM)
Pleuromya elongata (SCHLOTHEIM)
Ceratites (Progonoceratites) robustus terminus WENGER
C. (Acanthoceratites) compressus PHILIPPI
C. (A.) compressus compressus PHILIPPI
C. (A.) evolutus PHILIPPI

Im Hangenden des Mergelhorizontes folgt zunächst eine 4–6 m mächtige Wechsellagerung von \pm Glaukonit führenden Bruchschill- und Encrinitenkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten. Im mittleren bis oberen Teil dieses Abschnittes wäre die in Franken, Baden-Württemberg und Schwaben weithin zur Trennung von Trochitenkalk (mo 1) und Plattenkalk (mo 2) benutzte Spiriferinabank (*Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.)) zu suchen, die im unteren Wutachtal und in den Dinkelbergen noch festzustellen ist (PAUL 1936, 1956; BROMBACH 1903), jedoch südlich des Rheines nicht mehr entwickelt zu sein scheint. Es ist natürlich möglich, dass eine der zahlreichen in diesem

Niveau auftretenden Bruchschillbänke das Äquivalent der Spiriferinabank Südwestdeutschlands darstellt; doch fehlen die Spiriferinen, so dass eine Identifizierung nicht möglich ist.

Der Obere Plattenkalk entspricht der eigentlichen Plattenkalk-Fazies und baut sich aus einer 20 m (Kaisten) bis 9 m (Waldshut) mächtigen Folge von dünn gebankten Kalken mit regelmässigen, dolomitischen Zwischenlagen auf. Als Einschaltungen finden sich auch mehrere Meter mächtige Komplexe von beigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten sowie, aber nur selten, Schillkalkbänke. Encrinitenkalken fehlen völlig. Rundliche, scharf umgrenzte, vielfach konzentrische Streifung zeigende Kalzit-Silexkonkretionen finden sich häufig in den dolomitierten Partien des Oberen Plattenkalkes.

Die unter ruhigen, rhythmisch wechselnden Verhältnissen sedimentierten Komplexe von dünnplattig gebankten Kalken mit dolomitischen Fugen sind im allgemeinen fossilarm, doch können stellenweise schön erhaltene Muschel- und Brachiopodenpflaster gefunden werden, wobei die Schalen vielfach Bewuchs von *Placunopsis ostracina* (SCHLOTH.) zeigen. Bemerkenswert ist ferner, dass *Pemphix sueuri* DESM. hier und da aus diesen Schichten geborgen werden kann und offensichtlich als Faziesfossil dafür gelten kann.

Im Raume Schupfart–Eiken–Kaisten (Profile 66, 68, 72) ist, 18–19 m über der Untergrenze des Plattenkalkes, eine ca. 20 cm starke, oolithische, teilweise silifizierte Lumachelle entwickelt, die lokal als Leithorizont verwendet werden kann.

d) Trigonodusdolomit

Die Untergrenze des Trigonodusdolomites wird nach lithologischen Gesichtspunkten gezogen. Der Einsatz der völlig dolomitischen Fazies erfolgt im ganzen Tafeljura ziemlich scharf und lässt sich vor allem in verwitterten Profilen gut erkennen. Der Trigonodusdolomit erreicht im östlichen Tafeljura eine Mächtigkeit von gegen 30 m.

Im Hangenden des obersten, schon stark dolomitischen Plattenkalkes folgen zunächst 15–20 m körnige bis grobkörnige, beige, poröse Dolomite, die in grossen Mengen kleinste bis faustgrosse Kalzitdrusen enthalten. Als Einschaltungen können vereinzelte Schillbänder und Rauhwackelagen beobachtet werden. Die Bankung der Serie ist im allgemeinen undeutlich; schärfere Schichtfugen folgen sich in Abständen von einigen Metern.

Über diesem unteren Teil des Trigonodusdolomites liegt im östlichen Tafeljura ein im Maximum 6 m mächtiger, äusserst fossilreicher Komplex, den wir, nach den schönen Aufschlüssen in der Umgebung von Kaisten, Kaistener Schichten nennen wollen (Typuslokalität: Tuttigraben, Profil 72, Schichten 12–14). Der äusserst poröse, grobkörnige, hellbeige bis rötliche, lagenweise oolithische Dolomit führt eine artenarme, aber sehr individuenreiche Gastropoden- und Lamellibranchierfauna, die von HERB (1957) bearbeitet worden ist. Die Schalen der Fossilien fehlen, doch erlauben die prachtvoll erhaltenen Steinkerne und äusseren Schalenabgüsse eine sichere Bestimmung der auftretenden Formen. Nachstehend sei eine Zusammenstellung der Fossilien wiedergegeben, die wir den Kaistener Schichten an verschiedenen Lokalitäten entnehmen konnten (* = Formen, die von HERB nicht beschrieben worden sind):

Brachiopoden:

Lingula tenuissima BRONN

Lamellibranchier:

Bakevella costata (SCHLOTHEIM)
Bakevella subcostata (GOLDFUSS)
Hoernesia socialis (SCHLOTHEIM)
Entolium discites (SCHLOTHEIM)
Myoconcha laevis PHILIPPI*
Myoconcha gastrochaena (GIEBEL)*
Modiola triquetra SEEBACH*
Nucula elliptica GOLDFUSS*
Trigonodus sandbergeri ALBERTI
Myophoria laevigata ALBERTI
Myophoria cf. cardissoides (ALBERTI)*
Myophoria germanica HOHENSTEIN
Myophoria intermedia SCHAUROTH
Myophoria goldfussi ALBERTI
Myophoriopsis cf. incrassata (MÜNSTER)*
Unicardium? schmidi (GEINITZ)

Scaphopoden:

Dentalium cf. regulare AHLBURG*

Gastropoden:

Worthenia alemannica HERB
Ampullospira paludinaris (MÜNSTER)
Zygopleura walmstedti (KLIPSTEIN)
Coelochrysalis sp.
Trypanostylus albertii (PHILIPPI)
Undularia (Stereokion) cf. hohensteini GRUBER
Loxonema sp.*
 kleinste, unbestimmbare Gastropoden

Die Kaistener Schichten scheinen im Gebiet der Dinkelberge und im Tafeljura westlich der Linie Wallbach–Gelterkinden nicht entwickelt zu sein. Fazielle Äquivalente im Faltenjura fehlen ebenfalls. Im Aargauer Tafeljura finden sich die östlichsten Aufschlüsse in den Kaistener Schichten bei Wil (Profil 78), wo sie fast direkt von der Lettenkohle überlagert werden. Weiter gegen die Aaremündung zu fehlen die Aufschlüsse. Es ist äusserst wahrscheinlich, dass sich die zum Teil oolithischen Kaistener Schichten in etwas anderer Ausbildung in dem von PAUL (1956) aus dem Wutach-Gebiet beschriebenen Hangend-Oolith des obersten Trigonodusdolomites fortsetzen. PAUL konnte dieses Schichtglied gegen S bis in den Raum von Thiengen–Koblenz verfolgen.

Im Hangenden der Kaistener Schichten folgt ein 0–1,5 m mächtiger Komplex von grobkörnigen, beigen bis rötlichen, gut gebankten Dolomiten, die schichtparallel angeordnete, graue und schwarze, gebänderte Silexlagen enthalten. Im östlichen Tafeljura reduziert sich diese fast im ganzen Faltenjura und im westlichen Tafeljura zu beobachtende Zone. Als östlichsten Aufschluss haben wir Wil (Profil 78),

wo das Niveau mit den Silex noch 0,5 m mächtig ist und direkt von der Lettenkohle überlagert wird. Im Raume der Aaremündung, wie auch im Gebiet der unteren Wutach, scheint der Horizont mit den Silexbändern zu fehlen.

Westlich der Linie Leibstadt–Wil, am mächtigsten entwickelt in der Gegend von Kaisten (Profile 67, 72), liegen über der Zone mit den Silex noch 0–5 m grobkörnige, poröse, lagenweise oolithische, meist rötliche, gut gebankte Dolomite. Die Dicke der einzelnen Bänke beträgt 10–50 cm, und auf den Schichtflächen finden sich stellenweise Zahn- und Schuppenreste angereichert. Im unmittelbaren Liegenden der Lettenkohle ist vielfach eine harte, rauhwackenartige, teilweise Schill führende Dolomitbank zu beobachten.

e) Lettenkohle

Der Hardground mit Bonebed, der im ganzen Untersuchungsgebiet die Grenze zwischen Hauptmuschelkalk und Lettenkohle markiert, lässt sich auch im östlichen Teil des Tafeljura feststellen.

Die Estherienschiefer, 1,5–2 m mächtig, sind gleichartig ausgebildet wie im westlichen Tafeljura und im Faltenjura. Beachtung verdienen aber dünne Einschaltungen von feinsandigen Schieferntonlagen, die stellenweise verkohlten Pflanzenhäxsel führen.

Es folgt der Grenzdolomit, der eine von W (Kaisten 2–3 m) nach E (Wil, Leidikon 4–6 m) zunehmende Mächtigkeit erkennen lässt und wie im übrigen Ostjura aus einer Serie von gut gebankten, beigen Dolomiten besteht. Zwischenlagen von schiefrigem bis blättrigem Ton, aber auch von Rauhwackebändern, trennen vielfach die einzelnen Dolomitbänke. Als oberen Abschluss des Grenzdolomites stellen wir eine 0,5–1 m mächtige Lage grobkavernöser Rauhwacke fest.

Der Grenzdolomit ist stets fossilarm. *Lingula tenuissima* BRONN und *Myophoria goldjussi* ALB. finden sich hin und wieder. R. HERB hat im Tuttigraben bei Kaisten (Profil 72) eine Platte aus dem Grenzdolomit mit grossen Exemplaren von *Lima striata* (SCHLOTH.) bergen können, die wir hier abgebildet haben (Fig. 2, Taf. III). Das von SCHALCH (1873, 1906) aus dem Wutach-Gebiet beschriebene Bonebed an der Grenze Lettenkohle/Gipskeuper konnten wir im Schweizer Tafeljura nirgends beobachten.

Der basale Gipskeuper, der die Rauhwackebank des obersten Grenzdolomits überlagert, besteht aus einer Folge von grünen bis bräunlichen, zum Teil feinsandigen Tonen mit zwischengelagerten, dünnen Rauhwackebändern.

C. Literaturhinweise

Als Bearbeiter der Trias am südöstlichen Schwarzwaldrand hat SCHALCH (1873, 1892, 1906) bemerkenswerte Pionierarbeit geleistet. Für die Korrelation unserer Gliederung des Hauptmuschelkalkes im Tafeljura mit derjenigen im benachbarten Wutach-Gebiet stützen wir uns jedoch auf die modernen Arbeiten PAULS, der auf den Erkenntnissen von SCHALCH aufbauen konnte. Die Lettenkohle, die SCHALCH als 6 m mächtig beschreibt und dem Keuper zuordnet, unterteilt der Autor in «Untere Dolomite mit Bonebed», Estherienschiefer und Grenzdolomit. Vergleichen wir die Profile SCHALCHS mit unseren Lettenkohleaufschlüssen, so lassen sich die

Äquivalente ohne weiteres erkennen. Die Unteren Dolomite, die in etwas anderer Ausbildung auch im Tafeljura beobachtet werden können, rechnen wir aus Gründen, die später noch dargelegt werden sollen, zum Trigonodusdolomit. Als letzte, südliche Ausläufer der von SCHALCH aus dem Wutach-Gebiet beschriebenen Sandsteine mit Kohleschmitzen und Landpflanzenresten, die im Niveau der Estherienschiefer auftreten, finden sich im östlichen Tafeljura nur mehr geringmächtige, feinsandige Schiefertone. SCHALCHS Grenzdolomit scheint lithologisch und stratigraphisch unserem Grenzdolomit zu entsprechen.

BRÄNDLIN (1911), der im östlichen Tafeljura arbeitete, gibt in seiner Dissertation bemerkenswert genau aufgenommene Profile aus dem Oberen Muschelkalk wieder. Doch war die Anzahl der Aufnahmen zu klein, um eine zuverlässige Gliederung der Formation auszuarbeiten. Immerhin beobachtete BRÄNDLIN die oolithische Lumachelle im obersten Plattenkalk der weiteren Umgebung von Frick. Er beschreibt auch die Mächtigkeitsreduktion des Plattenkalkes von W nach E. Bei der Gliederung der Lettenkohle hält sich der Autor an die Dreiteilung, die von SCHALCH und ZELLER (1908) postuliert worden war.

Der Hauptmuschelkalk am südöstlichen Schwarzwaldrand, zwischen Waldshut und Rottweil, wurde in vorbildlicher Weise durch PAUL (1936, 1956) untersucht. Es ist dem Autor gelungen, eine detaillierte lithostratigraphische Gliederung der Formation auszuarbeiten und diese Gliederung durch die Ceratitenabfolge zu belegen. PAUL erkannte, im Gegensatz zu SCHALCH, dass die oolithischen und dolomitischen Komplexe heterochrone, lithofazielle Einheiten darstellen, und er klärte ihr Verhältnis zu den über grössere Distanzen aushaltenden, synchronen Leitniveaux, wie Mergel- und Knauerhorizonten. Wir konnten mühelos unsere Profile aus dem nordöstlichen Tafeljura nach der PAULSchen Gliederung einstufen. Bei der Beschreibung der Schichtfolge haben wir jeweils auf die Korrelationen mit den von PAUL ausgeschiedenen Leithorizonten hingewiesen, so dass sich hier eine wiederholte Besprechung erübrigt.

Erwähnt wurde auch die Arbeit von HERB (1957), in der eine Beschreibung der Fauna der Kaistener Schichten gegeben wird.

II. REGIONALE GLIEDERUNG UND BEZIEHUNGEN ZU BENACHBARTEN GEBIETEN

1. Mittlerer Muschelkalk (Anhydritgruppe)

a) Hauptanhydritgruppe

Wir führen die Bezeichnung Hauptanhydritgruppe als Analogon zu Hauptmuschelkalk und Hauptkeuper ein und verstehen darunter den unteren Teil der Anhydritgruppe, zwischen Oberkante des Wellengebirges (Unterer Muschelkalk) und der Basis des Anhydritdolomites. Damit umfasst die Hauptanhydritgruppe die ganze Evaporitserie des Mittleren Muschelkalkes und ist ein Synonym zu HAUBERS (1960) Sulfatzone.

b) Anhydritdolomit

Anhydritdolomit (BRÄNDLIN 1911, S. 19) ist ein etwas unglücklicher Ausdruck. Die Bezeichnung ist nicht im petrographischen Sinne zu verstehen, sondern bedeu-

tet «Dolomit der Anhydritgruppe». Immerhin ziehen wir Anhydritdolomit als Benennung den übrigen von den Schweizer Jurageologen verwendeten Synonyma wie Unterer Muschelkalkdolomit (GRESSLY, 1853), Unterer Dolomit mit Hornstein (MOESCH, 1867), Unterer Dolomit (MÜHLBERG, 1889) und Dolomitzone (HAUBER, 1960) vor.

Der Anhydritdolomit umfasst eine 8–15 m mächtige Dolomitserie, die im ganzen Untersuchungsgebiet äusserst gleichförmig entwickelt ist. Die Untergrenze der Formation kann nicht genau definiert werden. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang von den obersten Teilen der Hauptanhydritgruppe zu den basalen Schichten des Anhydritdolomites, indem sich in höheren Horizonten der Hauptanhydritgruppe mehr und mehr dolomitische Steinmergel einschalten, während die tonreichen Sedimente zurücktreten. Die Grenze Hauptanhydritgruppe/Anhydritdolomit ziehen wir mit dem Einsatz des geschlossenen Dolomitkomplexes.

Das Typusgestein der Formation ist der sauber und meist äusserst dünnplattig gebankte, hellbeige, fein- bis mittelkörnige Dolomit. Im unteren Teil der Schichtgruppe sind noch vielfach äusserst feinkörnige, tonige Dolomite und dünne Tonzwischenlagen zu beobachten. In der ganzen Serie treten Rauwackebänder auf, welche ausnahmsweise bis 1 m mächtig werden; sie sind jedoch nicht an bestimmte Horizonte gebunden. Einschlüsse von Gips in den Dolomiten können in natürlichen Aufschlüssen nie beobachtet werden, sind aber wohl bekannt aus Bohrkernen.

Als spezifisches Merkmal für den Anhydritdolomit können die dunkelbraunen bis schwarzen, gebänderten Silexlagen gelten, die bis zu 3 cm dick werden und stets streng schichtparallel angeordnet sind. In der Regel finden wir die Silexplatten auf einen 2–5 m mächtigen, mittleren Abschnitt des Anhydritdolomites beschränkt; an einzelnen Lokalitäten lassen sie sich aber auch durch die ganze Serie verfolgen.

Organogen-detritische Sedimente und Lebensspuren fehlen vollständig im Anhydritdolomit. Fossilfunde gehören zu den grössten Seltenheiten. TRÜMPY (1957) beschreibt einen Fund von *Halicyna* aus dem Anhydritdolomit des Wutachtals. Wir selbst konnten SW der Aaremündung im mittleren Teil der Serie ein schwaches Bonebed beobachten. In den Aufschlüssen N Waldenburg findet sich 2,5 m unter der Untergrenze des Oberen Muschelkalkes eine dünne Lage mit einer artenarmen Zwergfauna. Nebst kleinsten Gastropoden konnten *Myophoria curvirostris* SCHLOTH. emend. SEEBACH, *Myophoriopsis gregaria* (MÜNSTER) und *Halicyna ornata* TRÜMPY festgestellt werden.

Die Grenze zum hangenden Trochitenkalk, und damit zum Oberen Muschelkalk, ist scharf. Der markante Wechsel dünnplattiger, hellbeiger Dolomit / massig gebankter, grau-brauner Kalk wird durch eine deutliche Schichtfuge unterstrichen. Anzeichen eines Hiatus fehlen jedoch in allen Profilen. Es stellt sich die Frage, ob diese Grenze als synchrone Bildung zu betrachten ist oder als heterochrone Faziesgrenze aufgefasst werden muss. Faunistische Kriterien fehlen. Für die erste Deutung spricht die Tatsache, dass der Dolomitkomplex der obersten Anhydritgruppe auch in ganz Südwestdeutschland in ähnlicher Fazies wie im Schweizer Jura entwickelt ist. Die Überlagerung durch den Trochitenkalk erfolgt auch überall absolut konkordant und sehr scharf. Wir neigen zur Ansicht, dass die Grenze Mittlerer Muschelkalk/Oberer Muschelkalk als relativ gute Zeitmarke für Teile des Germanischen Beckens von der Grösse unseres Untersuchungsgebietes betrachtet werden kann.

Diese Auffassung wird auch von STOLLEY (1934) und seinen Schülern vertreten. Die Richtung des stärksten Faziesgefälles verläuft, wie wir später noch sehen werden, im Hauptmuschelkalk der südlichen Sedimentbedeckung des Schwarzwaldes und des Faltenjura NW-SE. Wir werden deshalb keinen grossen Fehler begehen, wenn wir im WSW-ENE streichenden Muschelkalkstreifen des Schweizer Jura die Grenze Anhydritgruppe/Hauptmuschelkalk regional als Zeitebene betrachten¹⁰⁾.

2. Oberer Muschelkalk

Wir gliedern den Oberen Muschelkalk in zwei Abteilungen, in Hauptmuschelkalk und Lettenkohle.

A. Hauptmuschelkalk

a) Trochitenkalk

Trochitenkalk ist primär ein Faziesbegriff. Es liegt auf der Hand, dass *Encrinus liliiformis* niemals ein Leitfossil im stratigraphischen Sinne sein kann. So haben schon RIEDEL (1916), später dann STOLLEY (1934) und FRANK (1928b, 1936) und in neuester Zeit SCHNEIDER (1957) darauf hingewiesen, dass der Trochitenkalk Norddeutschlands zeitlich nicht dem Trochitenkalk in südlicheren Teilen des Germanischen Beckens entspricht. Den Beweis dafür liefert die Abfolge der Ceratiten, deren Leitfossilcharakter als gesichert betrachtet werden kann. Die zeitliche Diskrepanz zwischen gleichbenannten Schichtgliedern in Nord- und Südwestdeutschland soll uns aber nicht daran hindern, die Bezeichnung Trochitenkalk zu verwenden und für unser Untersuchungsgebiet als stratigraphische Einheit zu definieren.

Der Trochitenkalk des Untersuchungsgebietes wird im Liegenden durch den Anhydritdolomit, im Hangenden durch den Mergelhorizont begrenzt. Wir ziehen also die Obergrenze der Serie nicht, wie dies bisher im Schweizer Jura allgemein üblich war, mit dem letzten Auftreten von *Encrinus liliiformis*, da das Verschwinden der Seelilien nicht überall gleichzeitig erfolgte (siehe Tafeln IV und V).

Unsere Unterteilung in Unteren und Oberen Trochitenkalk entspricht ungefähr jener Gliederung, die BROMBACH (1903) für den Trochitenkalk der Dinkelberge gegeben hat. Auch PAUL (1936, 1956) gliedert im Gebiet des oberen Neckars und der Wutach in Untere und Obere Trochitenschichten, deren Begrenzungen aber nicht mit jenen unserer beiden Schichtglieder korrespondieren.

¹⁰⁾ Nach FRANK (1928a, b, 1930a, b, 1931, 1936) sind alle Schichtgrenzen innerhalb der Trias, über grössere Distanzen betrachtet, Faziesgrenzen ohne zeitlichen Leitwert. Wir müssen dem Autor beipflichten, sobald wir an eine Schichtgrenze die Anforderung absoluter Genauigkeit stellen wollen. Dann versagen aber nicht nur alle lithologischen Niveaux als Leithorizonte, sondern im weitesten Masse auch die Leitfossilien, da auch sie zweifelsohne mit der Fazies wandern. Es sollte aber nicht vergessen werden, dass jedes stratigraphische System in sich und gegenüber Systemen anderer Regionen immer relativ bleiben wird und seinen Sinn weitgehend verlieren würde, wenn man absolute Maßstäbe anlegen wollte. Wir glauben nicht, dass dem kartierenden Geologen besser gedient wäre, wenn wir zum Beispiel die obersten 15 m der Anhydritgruppe plus die untersten 9 m des Hauptmuschelkalkes im Schweizer Jura als Trochitenkalk (mo 1) bezeichneten, nur weil diese heterogene Schichtfolge zeitlich – vielleicht – dem Trochitenkalk im nördlichen Mitteldeutschland entspricht.

Die lithostratigraphische Gliederung des Trochitenkalkes im östlichen Schweizer Jura kann durch folgendes Schema umrissen werden:

Mergelhorizont 0,1 – 2,5 m	Zone der Glaukonit führenden Schillkalke	Plattenkalk
eigentliche Trochitenkalkfazies		Oberer 14–22 m Trochitenkalk 19–26 m
Coenothyrisbank 0,05 – 0,7 m		
Kalke ohne Schill und Encrinitenreste 3–9 m Dolomite (lokal) Basaloolith/Basale Trochitenbank 0–2,5 m (beide Horizonte nur lokal entwickelt)		Unterer 3–9 m
		Anhydritdolomit

Die Mächtigkeit des Trochitenkalkes bleibt im Ostjura relativ konstant. Immerhin ist eine leichte Reduktion der Serie nach S bis SE festzustellen. Im Tafeljura messen wir im W (Augst, Wyhlen) 26 m, welche sich nach E (Waldshut) auf 24 m reduzieren. Im Faltenjura liegen die Werte um 22–24 m, in den südlichsten Aufschlüssen etwas tiefer (Hauenstein–Salhöf 21–23 m, Weissenstein 19 m).

Betrachten wir zunächst den Unteren Trochitenkalk. Im Hangenden des Anhydritdolomites folgt ein 3–9 m (meist ca. 6 m) mächtiger Komplex von graubraunen, fein- bis grobkörnigen Kalken, die fast gänzlich frei von Schill und Encrinitenresten sind und schon von MOESCH (1867) unter der Bezeichnung «Thonkalkbänke» als basales Schichtglied des Hauptmuschelkalkes beschrieben worden sind. Die einzelnen, 5–70 cm starken Bänke sind vielfach durch dünnste Mergellagen voneinander getrennt. Bis faustgrosse Hohlräume und Kalzitdrusen finden sich oft in den Kalken eingestreut. An der Basis sind die Kalke stellenweise noch dolomitisch.

Die beschriebene Typusbildung des Unteren Trochitenkalkes lässt sich im Faltenjura von Meltingen bis ins Hauenstein-Gebiet und im Raume von Schinznach bis Baden beobachten. Auch im Aargauer Tafeljura ist der untere Trochitenkalk vielfach solcherart ausgebildet.

Lokal tritt an der Basis des Unteren Trochitenkalkes ein 0,1–1,5 m mächtiger Komplex von Trochiten führenden Bruchschillkalken auf. Diese Basale Trochitenbank findet sich im Faltenjura zwischen Zeglingen und dem Staffelegg-Gebiet in allen Profilen, während sie im Tafeljura nur an einzelnen Lokalitäten beobachtet werden kann. Oft sind im untersten Teil dieses Schichtgliedes Dolomitgerölle festzustellen, die aus dem liegenden Anhydritdolomit stammen.

Im NW und NE des Tafeljura wird die Basale Trochitenbank durch einen Schill und Trochiten führenden Oolith vertreten, den wir als Basaloolith bezeichnet haben. Der Komplex ist nach BROMBACH (1903) vor allem im westlichen Dinkelberg entwickelt und kann bei Wyhlen in einer Mächtigkeit von 1,5 m beobachtet

werden. Nach den Profilen der längs des Rheines abgeteufte Bohrungen ist der Basaloolith in reduzierter Mächtigkeit auch auf der Südseite des Rheines entwickelt, aber nur zwischen Muttenz und Arisdorf. Östlich von Arisdorf fehlend, kann ein oolithisches Schichtglied in gleicher stratigraphischer Stellung und einer Mächtigkeit von 2–2,5 m wieder im Raume der Aaremündung beobachtet werden. Es keilt gegen S und W rasch aus, lässt sich aber nach N ins Gebiet der unteren Wutach weiter verfolgen. PAUL (1956) trennt diesen Komplex, den er Liegend-Oolith nennt, eindeutig vom hangenden Marbacher Oolith ab. Es ist äusserst wahrscheinlich, dass der Basaloolith des Dinkelberges und der Liegend-Oolith der Baar und des Wutach-Gebietes ein ursprünglich zusammenhängendes Schichtglied bildeten. Die Verbindung zwischen den beiden heute getrennten Oolithvorkommen ist in Richtung der SW-NE verlaufenden Isopen, also quer über den Südteil des erst viel später gehobenen Schwarzwaldmassives zu suchen.

Abweichend von den üblichen Verhältnissen, wo der Basaloolith oder die Basale Trochitenbank von einer Serie schill- und trochitenfreier Kalke überlagert wird, folgen im Raume der Aaremündung und der untersten Wutach direkt über den Basaloolith 2–2,5 m gut gebankte bis dünnplattige, hellbeige Dolomite. Dieser Dolomitkomplex stellt, wie schon PAUL (1936, 1956) festhält, eine Wiederkehr der Fazies des Anhydritdolomites innerhalb des Trochitenkalkes dar. Es kann, ausgehend vom allgemeinen Fazieswechsel, als sicher angenommen werden, dass diese im Gebiet Koblenz–Thiengen–Griessen festgestellte dolomitische Fazies nach SE, wo uns die Aufschlüsse leider fehlen, nach und nach den sonst kalkig entwickelten Trochitenkalk ersetzt. Die beobachtbare Konvergenzerscheinung in den südlichsten Hauptmuschelkalk-Aufschlüssen des Faltenjura, im Weissenstein-Gebiet, erhärtet diese Annahme. Dort ist der ganze Untere und ein Teil des Oberen Trochitenkalkes in völlig dolomitischer Fazies ausgebildet. Im Hangenden der noch erkennbaren Grenze zur Anhydritgruppe folgen 7–8 m grobkörnige, hellbeige, dick gebankte Dolomite mit Lagen von gebänderten Silex, also eine Fazies, die etwa dem Anhydritdolomit entspricht. Ziehen wir nun die Linien gleichen Anteils der Dolomitfazies am Aufbau des Unteren Trochitenkalkes und berücksichtigen dabei den Zusammenschub des Faltenjura, so erhalten wir wieder Isopen, die in allgemeiner Richtung NE-SW verlaufen.

Vergleichen wir unseren Unteren Trochitenkalk in seiner kalkigen Entwicklung mit der Gliederung von PAUL (1936, 1956) im südlichen Wutach-Gebiet, so erkennen wir den entsprechenden Schichtkomplex im unteren Teil der Unteren Trochitenschichten, zwischen Anhydritgruppe und Mergelhorizont I. Im mittleren und nördlichen Baden-Württemberg stellen die Zwergfaunaschichten [ALDINGER (1928), VOLLRATH (1955a,b, 1957, 1958), WIRTH (1957)] ein fazielles, doch kaum ein zeitliches Äquivalent unseres Unteren Trochitenkalkes dar.

Die Basis des Oberen Trochitenkalkes wird durch die *Coenothyris*bank markiert. Dieser 5–70 cm mächtige Leithorizont, ein fein- bis mittelkörniger Kalk, der, neben Encrinitenresten, massenhaft beige, dolomitierte Schalenreste von *Coenothyris vulgaris* führt, ist im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt und entspricht der schon von BROMBACH (1903) aus dem Dinkelberg beschriebenen Terebratellage. Das Fehlen des Leitniveau in einzelnen Profilen ist verständlich, kam es doch in dem seichten, durch starke Strömungen bewegten Meer des Trochiten-

kalkes immer wieder zu lokaler submariner Erosion zuvor sedimentierter Absätze.

Mit der *Coenothyris*bank setzt die eigentliche Trochitenkalk-Fazies ein, eine 14–22 m mächtige Schichtfolge, die sich aus einer Wechsellagerung von \pm Trochiten führenden Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitisierten Kalken und beigen, dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten zusammensetzt. Eine lithostratigraphische Feingliederung des Oberen Trochitenkalkes ist nicht möglich, da keine horizontbeständigen Niveaux anzutreffen sind. Der Anteil der *Encriniten*reste führenden Bruchschillkalke am Aufbau der Schichtfolge ist starken Schwankungen unterworfen. Im Aargauer und Basler Tafeljura beträgt der prozentuale Anteil der eigentlichen Trochitenkalkbänke im Oberen Trochitenkalk 15–30 %. Im Faltenjura berechneten wir Werte zwischen 20 % (Gebiet Brugg–Baden) und 45 %. Von palaeogeographischer Bedeutung ist die im SE des Untersuchungsgebietes, im Raume Brugg–Baden festgestellte, starke Dolomitisierung des Trochitenkalkes.

In höheren Teilen des Oberen Trochitenkalkes schalten sich vereinzelte, Glaukonit führende Schillkalke und Calcarenite ein. Die Zone der glaukonitischen Kalke ist über das ganze Untersuchungsgebiet verbreitet und umfasst den obersten Trochitenkalk und den Unteren Plattenkalk.

Die Obergrenze des Trochitenkalkes ziehen wir mit der Unterkante des Mergelhorizontes, der, worauf wir schon hingewiesen haben, dem Mergelhorizont III von PAUL (1936, 1956) entspricht. Damit legen wir die Grenze Trochitenkalk/Plattenkalk um ca. 2–4 m tiefer als in Südwestdeutschland, wo die *Spiriferina*bank als Grenzniveau definiert worden ist. Da die *Spiriferina*bank, die im Raum der Dinkelberge noch nachgewiesen werden konnte (BROMBACH, 1903), im schweizerischen Ostjura nicht entwickelt ist oder als solche nicht erkannt werden kann, da die *Spiriferinen* fehlen, haben wir den etwas tiefer liegenden Mergelhorizont zur Grenzziehung Trochitenkalk/Plattenkalk herangezogen. Die Trochitensedimentation findet aber ihr Ende nicht überall mit der so definierten Grenze; Schill-Trochitenkalke sind zum Teil auch noch im Unteren Plattenkalk anzutreffen.

Vergleichen wir die Schichtfolge unseres Trochitenkalkes mit den Äquivalenten in Südwestdeutschland, so fallen, ganz allgemein, vier wesentliche Punkte der Verschiedenheit in der faziellen Ausbildung auf:

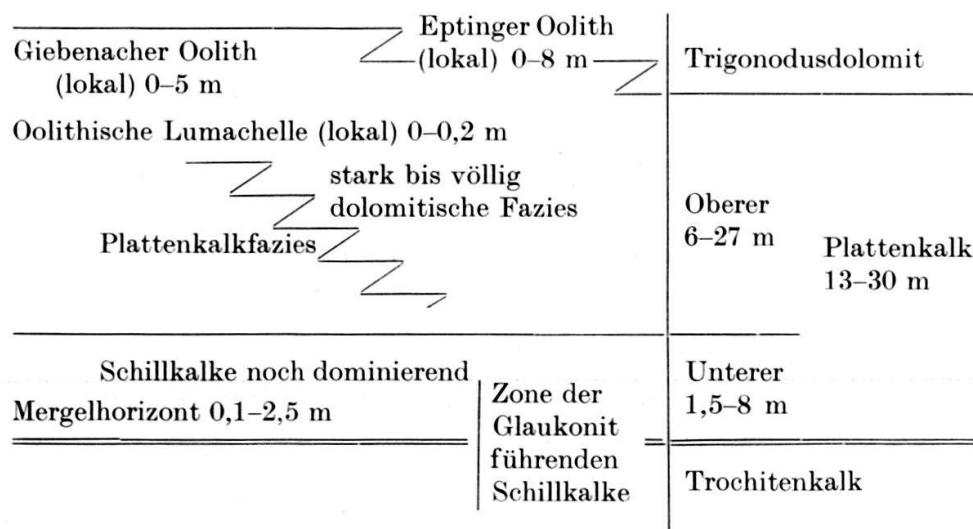
1. Der Trochitenkalk des Schweizer Jura ist in rein karbonatischer Fazies entwickelt. Ton-, Mergel- und Knauerhorizonte fehlen.
2. Von Bedeutung ist der relativ grosse Anteil dolomitischer Kalke bis kalkiger Dolomite am Aufbau der Schichtfolge. In allgemeiner Richtung SE macht sich der Einfluss der dolomitischen Fazies immer stärker bemerkbar.
3. Der relative Anteil der *Encriniten*kalke am Aufbau der Schichtfolge ist wesentlich grösser im Trochitenkalk unseres Untersuchungsgebietes als in der entsprechenden Formation Südwestdeutschlands (siehe S. 159).
4. Lagen mit schön erhaltenen Fossilien sind im Trochitenkalk des Schweizer Jura äusserst selten. Die starken Strömungen im Randsaum des Trochitenkalkmeeres zerschlugen die fossilisierbaren Reste der Tiere zu Schill.

b) Plattenkalk

Wir vermeiden die Verwendung der irreführenden Bezeichnung *Nodosuskalk*¹¹⁾, die in den letzten 50 Jahren im Sprachgebrauch der Schweizer Jurageologen allgemein üblich war und greifen auf die ältere, durch MOESCH (1867) eingeführte Benennung *Plattenkalke*¹²⁾ zurück. Plattenkalk ist ein Faziesbegriff, der als Formationsname Verwendung findet. In typischer Ausbildung kann der Plattenkalk im Aargauer und Basler Tafeljura beobachtet werden, während die Serie weiter südlich, im Faltenjura, eine etwas andersartige Entwicklung zeigt.

Die Untergrenze der Formation ist mit dem Mergelhorizont gezogen worden und kann, innerhalb des Untersuchungsgebietes, als synchron betrachtet werden. Die Obergrenze des Plattenkalkes wird durch den Einsatz der völlig dolomitischen Fazies markiert. Es ist dies geradezu ein Musterbeispiel einer schräg zu den Zeitebenen verlaufenden Faziesgrenze. Wir können deshalb den Plattenkalk niemals als stratigraphische Einheit auffassen, sondern nur als Formation im angelsächsischen Sinne, als lithologisch gleichartig ausgebildete Serie.

Die lithostratigraphische Gliederung des Plattenkalkes im östlichen Schweizer Jura kann durch folgendes Schema umrissen werden:



Die Fazies des *Trigonodusdolomites* setzt im mittleren Württemberg ein und greift, wenn wir die Schichtfolge nach S verfolgen, in immer tiefere Horizonte hinunter. Im Raum des schweizerischen Jura verlaufen die Isopen generell SW-NE. Dem entsprechend, weist der Plattenkalk in der NW-Ecke des Untersuchungsgebietes (Augst, Wyhlen, Basel) die grösste Mächtigkeit mit 28–30 m auf. Gegen E, rheinaufwärts, reduziert sich die Formation stetig (Eiken 25 m, Kaisten 22 m, Waldshut 14–15 m). Auch nach S ist eine kräftige Abnahme der Mächtigkeit zu beobachten (Meltingen 22 m, Weissenstein 15 m, Hauenstein–Staffelegg 13–17 m).

¹¹⁾ Die Zone des *Ceratites nodosus* (BRUGUIÈRE) käme im Hauptmuschelkalk des Schweizer Jura irgendwo in den *Trigonodusdolomit* zu liegen. Bis heute ist im ganzen Untersuchungsgebiet noch nie ein *Ceratit* gefunden worden, der nach modernen Klassifikationen zur *nodosus*-Gruppe hätte gestellt werden können.

¹²⁾ Die Bezeichnung *Plattenkalk* ist auch nicht völlig befriedigend, da sie für andere Schichtgruppen ebenfalls Verwendung findet: Oberes Norian (Ostalpen), Oberes Rauracien (Westjura), Mittlerer Malm (Helvetikum). Es steht aber kein besserer Ausdruck zur Verfügung.

Es muss allerdings beachtet werden, dass diese Reduktion des Plattenkalkes in südöstlicher Richtung nicht nur durch das Tiefergreifen der Trigonodusdolomit-Fazies bedingt ist, sondern dass in gleicher Richtung auch eine tatsächliche Mächtigngkeitsabnahme des Hauptmuschelkalkes festzustellen ist (siehe Fig. 2, Isopachenkarte, S. 209), von der hauptsächlich Plattenkalk und Trigonodusdolomit betroffen werden, während sich der Trochitenkalk nur unbedeutend reduziert.

Betrachten wir zunächst den Unteren Plattenkalk. Der Mergelhorizont ist im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt, konnte auch im Raum der Dinkelberge beobachtet werden und lässt sich selbst am südöstlichen Schwarzwaldrand als durchgehendes Leitniveau verfolgen (Mergelhorizont III, nach PAUL 1936, 1956). Im Schweizer Jura lassen sich ein bis mehrere, 5–40 cm starke Bänder von grauen bis braunen Mergeln und dolomitischen Mergelkalken beobachten, die sich im mittleren Teil der Zone der Glaukonit führenden Schillkalke in fast allen Profilen finden und wohl den besten aller Leithorizonte im Hauptmuschelkalk des Untersuchungsgebietes markieren. Als Faziesfossilien führen die Mergel und Mergelkalke Pleuromyen. Der Horizont erhält besondere Bedeutung dadurch, dass er das einzige Niveau im Hauptmuschelkalk des Schweizer Jura ist, welches Ceratiten führt. Stellen wir alle Funde zusammen, so ergibt sich folgendes Bild (genaue Fundorte siehe Tafeln IV und V):

- 2 *Ceratites (Progonoceratites) robustus* RIEDEL (schlecht erhalten)
- 2 *C. (P.) robustus terminus* WENGER
- 10 *C. (Acanthoceratites) compressus* PHILIPPI (schlecht erhalten)
- 4 *C. (A.) compressus compressus* PHILIPPI
- 6 *C. (A.) evolutus* PHILIPPI (schlecht erhalten)
- 1 *C. (A.) evolutus cf. tenuis* RIEDEL (Lesestück)
- 1 *C. (A.) evolutus evolutus* PHILIPPI

Ein Fund von *C. (A.) evolutus bispinatus* WENGER stammt aus einem ca. 6 m über dem Mergelhorizont liegenden Niveau.

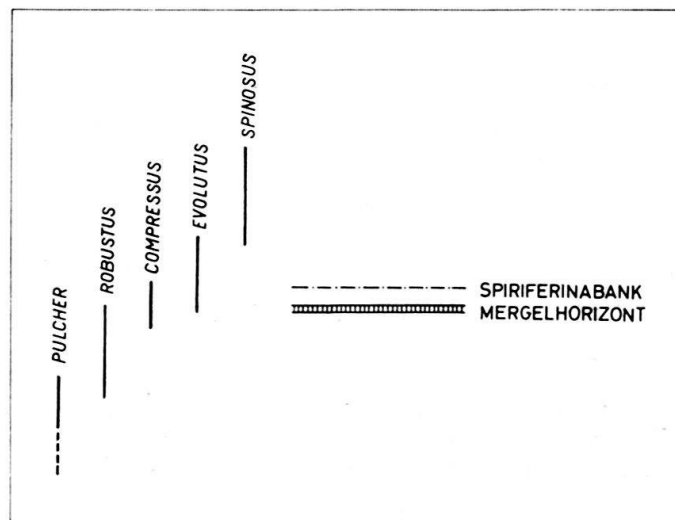


Fig. 1. Ausschnitt aus der Chronologie der wichtigsten Ceratiten-Arten in Südwestdeutschland nach R. WENGER (1957).

Der Mergelhorizont vermittelt uns also nur einen kleinen aber scharf definierten Ausschnitt aus der bekannten Ceratitenfolge im Hauptmuschelkalk Deutschlands (siehe Fig. 1).

Vergleichen wir unseren Mergelhorizont nach der lithologischen «Bankstratigraphie» mit den vermutlichen Äquivalenten in Südwestdeutschland, so ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der auftretenden Ceratiten. Interessant ist aber, dass im mittleren Württemberg der Formenkreis der *compressus*-Gruppe stellenweise nicht vertreten zu sein scheint.

Der Untere Plattenkalk unterscheidet sich, abgesehen von den basal auftretenden Mergeln und Mergelkalken, lithologisch kaum vom Oberen Trochitenkalk. Wir können eine rasche, ungesetzmässige Wechsellagerung von stellenweise Trochiten führenden und bankweise glaukonitischen Bruchschillkalken, fein- bis grobkörnigen, lagig und schlierig dolomitisierten Kalken, dolomitischen Kalken und kalkigen Dolomiten beobachten. Eine etwas höhere Grenzziehung zwischen Trochitenkalk und Plattenkalk, wie etwa in Südwestdeutschland, wäre an sich logischer. Im Schweizer Jura fehlt aber in entsprechender Höhe ein Leithorizont, der eine eindeutige Zeitmarke für diese Grenze hätte abgeben können. Wir haben deshalb die Trennungsebene Trochitenkalk/Plattenkalk mit der Unterkante des Mergelhorizontes gezogen.

Die Obergrenze des Unteren Plattenkalkes ziehen wir mit dem Zurücktreten der Schillkalke, was aber durchaus nicht in allen Profilen gleichzeitig erfolgt. Dies spiegelt sich in der Mächtigkeit des Komplexes, die mit 1,5–8 m relativ grossen Schwankungen unterworfen ist. Es besteht ein kontinuierlicher Übergang vom Unteren Plattenkalk, der noch in Trochitenkalk-Fazies entwickelt ist, zum Oberen Plattenkalk, der eine andersartige Ausbildung zeigt. Es sei deshalb der Grenze zwischen den beiden Schichtgliedern keine allzu grosse Bedeutung beigemessen.

Der Obere Plattenkalk setzt sich zur Hauptsache aus einer Folge von mehr oder weniger dolomitisierten Kalken von wechselndem Habitus zusammen, während Encrinitenkalke fehlen und Schillkalke stark zurücktreten. Der Typus der Plattenkalk-Fazies wird charakterisiert durch bis mehrere Meter mächtige Komplexe einer äusserst regelmässigen Wechsellagerung von 7–15 cm dick gebankten, hellgrauen, feinkörnigen Kalken und 3–5 cm starken, hellbeigen bis gelben, manchmal tonigen, dolomitischen Zwischenlagen. Die Anklänge an die Tonplatten-Fazies von Baden-Württemberg sind unverkennbar. Als Faziesfossil findet sich in den dolomitischen Zwischenlagen, allerdings selten, *Pemphix sueuri* DESM. Auch Nester von *Coenothyris* sowie Siedlungen von *Enantiostreon* und *Placunopsis* können als schöne Beispiele von Biocoenosen in guten Aufschlüssen des Oberen Plattenkalkes hie und da beobachtet werden.

Die Komplexe von Kalken mit dolomitischen Fugen erscheinen in ihrer Einförmigkeit wie gemauert; sie bauen zu einem grossen Teil den Oberen Plattenkalk des Aargauer und Basler Tafeljura auf. In den entsprechenden Niveaux des Faltenjura treten solche rhythmisch sedimentierten Schichtpakete nur untergeordnet auf, wie etwa in der Überschiebungszone zwischen Meltingen und dem Hauenstein. Im übrigen besteht der Obere Plattenkalk des östlichen Faltenjura aus einer Folge von mehr oder weniger dolomitischen Kalken bis kalkigen Dolomiten mit vereinzelt Zwischenlagen von Bruchschillkalken. Im SE-Zipfel des Untersuchungsgebietes,

im Raume Schinznach–Baden, ändert der Obere Plattenkalk seine fazielle Ausbildung im Sinne einer immer intensiveren Dolomitisierung. Wir können dort eine Serie von 5–30 cm, aber auch bis 2 m dick gebankten, beigen, porösen, nur mehr leicht kalkigen Dolomiten beobachten, denen schichtparallel angeordnete Reihen von Löchern und Kalzitdrusen einen speziellen Charakter verleihen. Die fast völlig dolomitische Entwicklung des Plattenkalkes erschwert natürlich eine Abgrenzung zum hangenden Trigonodusdolomit beträchtlich. Man könnte sogar mit guten Gründen den Trigonodusdolomit mit der Oberkante des Unteren Plattenkalkes einsetzen lassen.

Durchgehende Leithorizonte fehlen im Oberen Plattenkalk des Untersuchungsgebietes. Zonen mit rundlichen bis fladenförmigen Kalzit-Silexkonkretionen sind häufig in den dolomitischen Partien der Serie anzutreffen und können lokal zur Parallelisierung benachbarter Profile herangezogen werden. Beachtung verdienen einige oolithische Niveaux. Im zentralen Teil des Aargauer Tafeljura, im Gebiet Schupfart–Eiken–Kaisten, ist 18–19 m über dem Mergelhorizont eine im Mittel 20 cm starke, oolithische, vielfach silifizierte Lumachelle entwickelt, die schon von BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) beschrieben worden ist.

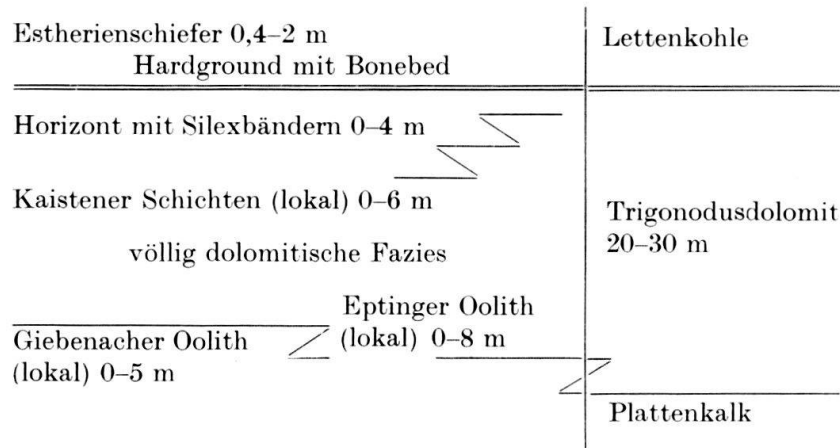
Wir haben auch einen oolithischen Komplex aus dem Dach des Plattenkalkes im Basler und westlichen Aargauer Tafeljura beschrieben und als Giebenacher Oolith bezeichnet. Er besteht aus einer Wechsellagerung von oolithischen und nicht oolithischen, dolomitierten Kalken und erreicht mit 5 m seine Maximalmächtigkeit im Gebiet von Wyhlen und Augst, wo er schon von DISLER (1914) beobachtet worden war. Im Dinkelberg scheint der Giebenacher Oolith nach BROMBACH (1903) nur lokal entwickelt zu sein, während er auf der Südseite des Rheins, von Augst an ostwärts, bis zur Mündung der Sisseln verfolgt werden kann. Entsprechend dem Tiefergreifen der Trigonodusdolomit-Fazies in dieser Richtung, wandern die Oolithbänke scheinbar in höhere Horizonte.

Der Eptinger Oolith greift im zentralen Teil des östlichen Faltenjura, im Gebiet zwischen Hauenstein und Staffelegg, bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Infolge der starken Dolomitisierung ist die primäre, oolithische Struktur der Sedimente nur mehr im Dünnschliff zu erkennen. Interessant sind die Silexkonkretionen aus diesem Niveau, die silifizierte Einschlüsse von Ooiden und organogenem Detritus enthalten (siehe S. 154).

Vergleichen wir unseren Plattenkalk mit den Äquivalenten in Südwestdeutschland, so sind wesentliche Unterschiede in der faziellen Ausbildung unverkennbar:

1. Der Plattenkalk des Schweizer Jura ist in vorwiegend karbonatischer Fazies entwickelt. Ausser dem basalen Mergelhorizont fehlen Ton-, Mergel- und Knauer-niveaux völlig, die eine detailliertere Gliederung der Schichtfolge ermöglichen würden.
2. Interessant ist der allmähliche, mit einer Mächtigkeitsreduktion verbundene Fazieswechsel, der im Plattenkalk zwischen oberem Neckar und dem Faltenjura festzustellen ist. Die Richtung des stärksten Faziesgefälles verläuft dabei NW-SE. Die Linien gleicher Dolomitierungsintensität verlaufen, unter Berücksichtigung des Zusammenschubes des Faltenjura, ungefähr SW-NE.
3. Der Plattenkalk des Schweizer Jura ist relativ fossilarm, speziell in Gebieten, wo die Serie in stark bis völlig dolomitischer Fazies entwickelt ist. Besonders auffällig ist die Beschränkung der Ceratiten auf den basalen Mergelhorizont (vgl. S. 160).

mit einer bräunlichen bis schwarzen Tonhaut überzogen. Einlagerungen von unregelmässigen Rauhackebändern, vor allem im oberen Teil der Serie, lockern in einzelnen Profilen die Einförmigkeit der Formation etwas auf.



Von Interesse sind nun einzelne Komplexe im Trigonodusdolomit, die in lithologischen Belangen von der Typusbildung abweichen und als lokale oder regionale Leitniveaux benutzt werden können. Aus dem Faltenjura haben wir den Eptinger Oolith beschrieben, der im unteren Trigonodusdolomit zwischen Liedertswil und der Staffelegg verfolgt werden kann. Im Hauenstein–Staffelegg-Gebiet greift die oolithische Fazies bis in den obersten Plattenkalk hinunter. Es stellt sich die Frage, ob der im Dach des Plattenkalkes im westlichen Tafeljura beobachtbare Giebenacher Oolith nicht identisch mit dem Eptinger Oolith im untersten Trigonodusdolomit des Faltenjura sein könnte. Diese Möglichkeit scheint bei erster Betrachtung äusserst plausibel, das heisst, wenn wir nur dem Verlauf der Faziesgrenze Plattenkalk/Trigonodusdolomit Beachtung schenken. Fassen wir aber den Giebenacher Oolith als Äquivalent des Eptinger Ooliths in einem nordwestlicheren Faziesgebiet auf, so hätten wir hier ein horizontbeständiges oolithisches Schichtglied, dessen Verbreitung auf einen N-S bis NW-SE, also fast senkrecht zu den Isopen verlaufenden Streifen beschränkt wäre. Leider fehlen uns zwischen den Verbreitungsgebieten der beiden Oolithkomplexe die Aufschlüsse, so dass wir bei der Diskussion ihres gegenseitigen Lageverhältnisses auf Vermutungen angewiesen bleiben. Wir haben es vorgezogen, die beiden Schichtglieder auseinanderzuhalten.

Ein weiterer Schichtkomplex, die Kaistener Schichten, weicht in seiner Ausbildung ebenfalls deutlich von der sonst im Schweizer Jura zu beobachtenden Entwicklung des Trigonodusdolomites ab. Wir haben das fossilreiche und lagenweise oolithische Schichtglied bereits eingehend beschrieben und festgehalten, dass die Kaistener Schichten im Tafeljura nur östlich der Linie Wallbach–Gelterkinden entwickelt sind. Sie können als Äquivalent des von PAUL (1956) aus dem Wutachgebiet beschriebenen Hangend-Oolithes betrachtet werden.

Im Faltenjura wird das Dach des Trigonodusdolomites durch einen bis 4 m mächtigen Komplex von gut gebankten Dolomiten mit schichtparallel angeordneten, gebänderten, schwarzen und weissen Silexlagen gebildet. Östlich der Salzhöf keilt das dort noch 1,5 m stark entwickelte Schichtglied rasch aus und fehlt jedenfalls schon im Staffelegg-Gebiet. Im Tafeljura findet sich der Horizont mit den

Silexbändern wieder im obersten Trigonodusdolomit. Im Raume Augst–Rheinfelden–Kaisten ist der Komplex 1–3,5 m mächtig, wird aber stets noch von 1,5–5 m eines gut gebankten grobkörnigen, meist rötlichen Dolomits überlagert. Gegen den östlichen Tafeljura zu keilen zuerst die Schichten im Hangenden des Horizontes mit den Silex bei Laufenburg–Sulz aus, und etwas weiter östlich, in der Gegend von Leibstadt, fehlt erwartungsgemäss auch das Niveau mit den Silex; es wird faziell durch die Kaistener Schichten vertreten.

B. Lettenkohle

Die Lettenkohle, durch SCHAUROTH (1853) als stratigraphischer Begriff eingeführt, umfasst die Schichten zwischen Hauptmuschelkalk und Hauptkeuper. Als Synonyma werden von den Schweizer Jurageologen auch die Bezeichnungen Unterer Keuper, Lettenkohle-Gruppe und Lettenkeuper verwendet.

Die Abgrenzungen der Lettenkohle zu den liegenden und hangenden Formationen werden von den verschiedenen Bearbeitern sehr unterschiedlich gezogen. Auch der Versionen betreffs Gliederung der Lettenkohle-Gruppe sind ziemlich viele. Eine Streitfrage für sich bildet seit jeher die stratigraphische Stellung der Serie.

In unserem Untersuchungsgebiet ist die Lettenkohle nicht so wechselvoll entwickelt wie in den nördlich anschliessenden Teilen des Germanischen Beckens. Wir können in zwei Abschnitte gliedern, in Estherienschiefer unten und Grenzdolomit oben.

a) Estherienschiefer

Mit «Estherienschiefer, Lettenkohlesandsteine» bezeichnete SCHALCH (1873) seinen mittleren Abschnitt der Lettenkohlegruppe, die Schichten zwischen «Unterm Dolomit mit Bonebed» und «Grenzdolomit». ZELLER (1908) unterteilte im Wutach-Gebiet den entsprechenden Abschnitt von unten nach oben in drei Horizonte: «Estherienschiefer der Unteren Lettenkohle», «Albertischen Horizont» und «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine».

Der Begriff «Alaunschiefer» stammt von MOESCH (1867), und zwar als petrographische Bezeichnung für die in der Lettenkohle des Aargauer Jura eingelagerten «... stark kieshaltigen Schiefer, die zur Gewinnung von Schwefelsäure und Alaun geeignet zu sein scheinen.» Als stratigraphischer Begriff wurde «Alaunschiefer» erst durch MÜHLBERG (1905) eingeführt. Als Typuslokalität kann die Schämbelen bei Brugg gelten.

Die Benennung «Estherienschiefer» wurde meines Wissens erstmals von BROMBACH (1903) für den mittleren Abschnitt der Lettenkohle im Gebiet der Dinkelberge verwendet und später von BRÄNDLIN (1911) und DISLER (1914) übernommen. Als Synonyma hielten sich aber weiterhin «Estherienschiefer» [STRÜBIN (1901), BRAUN (1920), BADER (1925) und HAUBER (1960)], wie auch «Alaunschiefer» [MÜHLBERG (1908), BRAUN (1920) und SENFTLEBEN (1923)].

FRANK (1928a) hat nun gezeigt, dass die «Estherienschiefer» der Unteren Lettenkohle von Württemberg und des südlichen Kraichgaues nicht den «Estherienschiefer» der Schweizer Geologen entsprechen, sondern einen stratigraphisch tieferen Horizont darstellen, der im Süden in dolomitischer Fazies entwickelt ist. Das zeitliche Äquivalent der «Estherienschiefer» von BROMBACH, BRÄNDLIN und DIS-

LER ist im mittleren Württemberg in den «Sandigen Pflanzenschiefern» (PROSI, 1922) der oberen Mittleren Lettenkohle zu suchen. Der Übergang von der Sandstein- zur Tonfazies erfolgt kontinuierlich, verbunden mit einer kräftigen Mächtigkeitsreduktion, zwischen Rottweil und dem östlichen Tafeljura.

Die «Estherienschiefern» von FRANK (1928a) entsprechen also den «Estherienschiefern der Unteren Lettenkohle» von ZELLER (1908), aber weder den «Alaunschiefern» MÜHLBERGS (1905), noch den «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) oder den «Estherienschiefern» STRÜBINS (1901), die ihrerseits dem stratigraphischen Horizont der «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine» von ZELLER (1908) gleichzusetzen sind.

Wir vermeiden deshalb den Ausdruck «Estherienschiefern» und verwenden die Bezeichnung «Estherienschiefer» für unsere basale Lettenkohle = obere Mittlere Lettenkohle in Baden-Württemberg («Sandige Pflanzenschiefer» nach PROSI, 1922) = «Zone der Estherienschiefer bzw. sandigen Schiefer und Sandsteine» nach ZELLER (1908) = «Alaunschiefer» MÜHLBERGS (1905) = «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) = «Estherienschiefer» STRÜBINS (1901). Wir möchten jedoch darauf hinweisen, dass die «Estherienschiefern» von BROMBACH (1903) als stratigraphischer Begriff die Priorität vor den nicht mit ihnen identischen «Estherienschiefern» im Sinne von FRANK (1928a) beanspruchen könnten¹³⁾.

Im Schweizer Jura markiert ein mehr oder weniger deutlich ausgebildeter Hardground mit Bonebed die Grenze zwischen Trigonodusdolomit und Estherienschiefern. FRANK (1928a) vertritt die Auffassung, dass ein solcher Grenzhorizont nicht der einen oder anderen Formation zugeordnet werden dürfe, sondern als Zwischenbildung zu betrachten sei. Diese Ansicht ist aber abzulehnen, denn es resultiert daraus ein stratigraphisches System mit Lücken, die beachtlichen Zeiträumen entsprechen können. Wir betrachten den Hardground mit Bonebed als Basisbildung der Lettenkohle.

Die Estherienschiefer, eine 0,4–2 m mächtige Folge von schwarzen bis bräunlichen, blättrigen bis schiefrigen Tonen, die mit beigen, feinkörnigen, dünn gebankten Dolomiten wechsellagern, bilden einen sehr markanten Horizont, der im ganzen Untersuchungsgebiet entwickelt ist. Neben reichlich Zahn- und Schuppenresten, die sich stellenweise zu eigentlichen Bonebeds anreichern können, führen die Tone lagenweise massenhaft *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN. Die einzelnen Tonplättchen sind vielfach durch limonitische Krusten miteinander verbacken. Feinsandige Schiefertone finden sich als dünne Einschaltungen in den Estherienschiefern des östlichen Tafeljura, zwischen Waldshut und Frick. BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) signalisieren Landpflanzenreste aus diesen Zwischenlagen. Im westlichen Tafeljura wie auch im Faltenjura führen die Estherienschiefer keinen detritischen Quarz, was bei palaeogeographischen Betrachtungen nicht ausser Acht gelassen werden soll. Hingegen nimmt die Sandführung von der Aaremündung gegen N rasch zu, und im Gebiet des obersten Neckar erfolgt der fazielle Übergang unserer Estherienschiefer in die Sandigen Pflanzenschiefer von PROSI (1922). Die Obergrenze der Estherienschiefer ziehen wir mit dem Einsatz

¹³⁾ Der Artikel im Lexique stratigraphique international, vol. 1, fas. 5 d 2 (1958) p. 30, wäre in diesem Sinne zu ergänzen.

eines weiteren, geschlossenen Dolomitkomplexes. Wahrscheinlich erfolgt der Umschlag von der Ton- zur Dolomitfazies jedoch nicht überall in der selben Schichthöhe.

b) Grenzdolomit

Wir verwenden für den östlichen Schweizer Jura den Begriff «Grenzdolomit» weiterhin im Sinne von SCHALCH (1873), BROMBACH (1903), ZELLER (1908), BRÄNDLIN (1911), DISLER (1914), BRAUN (1920), SENFTLEBEN (1923) und HAUBER (1960), als Benennung des Schichtgliedes zwischen Estherienschiefern und Gipskeuper. MÜHLBERG (1908) benutzte als Synonym «Zellendolomit», BRÄNDLIN (1911) und BADER (1925) gaben der Bezeichnung «Oberer Dolomit» den Vorzug.

Nach den FRANKSchen (1928a,b, 1930a,b, 1936) Thesen von Faziescharakter aller Schichtgrenzen in der süddeutschen Trias, werden auch unter «Grenzdolomit», der aus dem ganzen Germanischen Becken beschrieben wird, ganz verschiedene, heterochrone Schichtglieder verstanden. So entspricht nach FRANK (1928a) unser «Grenzdolomit» nicht dem «Grenzdolomit» von Mittelwürttemberg und Franken, wo die Benennung durch SANDBERGER (1840) aufgestellt worden war, sondern etwa den mittelwürttembergischen «Linguladolomiten» KLINGLERS (vgl. *Lexique stratigraphique international*, vol. 1, fasc. 5 d 2 (1958) p. 57). Das chronologische Äquivalent des «Grenzdolomites» der Typus-Gegend läge demnach im Schweizer Jura als Teil des unteren Gipskeupers vor. Es dürfte nicht leicht sein, diese Ansicht FRANKS zu bestätigen oder zu widerlegen, weil keine Leitfossilien vorhanden sind. Die Stratigraphie mit Hilfe der «Bankverfolgung von Aufschluss zu Aufschluss» über grössere Räume wird aber immer etwas problematisch bleiben.

Der Grenzdolomit des Untersuchungsgebietes, im Tafeljura 2–6 m, im Faltenjura 1–5 m mächtig, ist als Folge von gut gebankten, feinkörnigen, hellbeigen Dolomiten, die mit Rauhwakebändern wechsellagern, entwickelt. Einzelne Bänke führen eine artenarme Lamellibranchierfauna. Im oberen Teil der Serie werden die Dolomite stets durch Rauhwacken ersetzt, in deren Zellen nebst Dolomitbrocken auch vielfach Paketchen von grünem Ton zu beobachten sind. In einzelnen Profilen finden sich im Grenzdolomit Zwischenlagen von grauen bis bräunlichen, schiefrigen Tönen, die eine Wiederkehr der Estherienschiefer-Fazies darstellen. FRANK (1928a) glaubte in diesen nur lokal auftretenden Tonlagen die Äquivalente der «Grünen Mergel» des Kraichgaues und des nördlichen und mittleren Württemberg entdeckt zu haben, die ihrerseits den fränkischen «Grundgipsschichten» entsprechen sollen. Doch sind die Faziesdifferenzen in der gesamten Lettenkohle zwischen den genannten Gebieten und unserem Untersuchungsgebiet derart gross, dass solche Parallelierungsversuche nur mit grösster Vorsicht aufzunehmen sind.

Über dem Rauhwake-Komplex des obersten Grenzdolomites setzen graue und grüne, selten rötliche, vielfach siltige Tone ein, die mit tonigen Dolomiten und dünnen, grosskavernösen Rauhwakebändern wechsellagern. Einschaltungen von dünnen Gipsbändern und -linsen lassen den vollzogenen Übergang zum Gipskeuper erkennen. Wir ziehen also die Trennungslinie Grenzdolomit/Gipskeuper und damit auch die Grenze Muschelkalk/Keuper mit dem Einsatz der ersten Schichten, die die für den Keuper charakteristische Buntmergelfazies zeigen.

c) Stratigraphische Zuordnung der Lettenkohle

Vergleichen wir die Lettenkohle des Schweizer Jura mit der entsprechenden Formation in Südwestdeutschland und in Elsass-Lothringen, so sind grosse Unterschiede in der faziellen Entwicklung unverkennbar. Die ganze Untere und ein Teil der Mittleren Lettenkohle Südwestdeutschlands fehlen im östlichen Schweizer Jura oder sind, nach FRANK (1928a), in Trigonodusdolomit-Fazies entwickelt. Ein Hiatus wird jedenfalls durch den Hardground mit Bonebed an der Basis der Estherienschiefer angedeutet. Es erfolgte jedoch keine Trockenlegung, sondern nur ein Aussetzen der Sedimentation (siehe S. 161). Die Ansicht FRANKS (1928a), dass Sedimentationsunterbrechungen dieser Art nur durch Strömungen hervorgerufen werden können, ist wohl kaum richtig.

BROMBACH (1903), ZELLER (1908), BRÄNDLIN (1911) und BRAUN (1920) vermeinten im Raum der Dinkelberge und des östlichen Tafeljura Äquivalente der «Unteren Dolomite» SCHALCHS (1873) festgestellt zu haben. Die fazielle Entwicklung und der Fossilgehalt dieser geringmächtigen Dolomitkomplexe im Liegenden der Estherienschiefer unterscheiden sich jedoch nicht von der üblichen Ausbildung und der Faunengesellschaft des obersten Trigonodusdolomites, so dass eine Abtrennung der strittigen Horizonte vom Trigonodusdolomit praktisch unmöglich und zudem ungerechtfertigt ist. Daran ändern auch die Bonebeds nichts, die innerhalb dieses Niveau stellenweise auftreten. Aus diesen Gründen können wir auch FRANK (1928a) nicht beipflichten, der in dem zur Diskussion stehenden Dolomitkomplex ein Äquivalent der «Albertibank» ZELLERS (1908) erkannt zu haben glaubte.

Die französischen Geologen ordnen heute die vorwiegend marine Lettenkohle von Elsass-Lothringen, des Morvan und der Provence eindeutig dem Muschelkalk zu (GIGNOUX, 1950; THÉOBALD, 1952). Dagegen rechnen die meisten deutschen Geologen die Lettenkohle zum Keuper, trotz der Vorbehalte, die ZELLER (1907, 1908) angemeldet hat. Effektiv zeigt die Lettenkohle zum Beispiel in Franken und im mittleren und nördlichen Baden-Württemberg viele fazielle Züge (bunte «Mergel», Schiefertone und Landpflanzen führende Sandsteine, Gipseinlagerungen etc.), die eine Zuordnung zum Keuper vollauf rechtfertigen.

Betrachten wir nun die Lettenkohle des Schweizer Jura, so zeigt diese bei einer stark reduzierten Entwicklung fast rein marine Züge und schliesst sich in ihrer Ausbildung durchaus dem oberen Hauptmuschelkalk an. Daran kann auch die scharfe, auf einen Hiatus hindeutende Grenze zum liegenden Trigonodusdolomit und die demgegenüber eher weniger markante Trennungsebene zum hangenden Gipskeuper nichts ändern.

Wir haben die Bonebeds des obersten Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle als marine Mangersedimente, als Kondensationshorizonte gedeutet. Auch die Estherienschiefer des Schweizer Jura entsprechen einer ganz analogen Bildung, indem wohl der Chemismus des Wassers eine Ausfällung von grösseren Mengen Karbonat nicht ermöglichte. Daher nur geringe Sedimentation von Tonmineralien, die zum Teil von weit her eingeschwemmt sein mochten, sowie Bildung von Eisenschwarten und Bonebeds. Nur die geringmächtigen, Reste von Landpflanzen führenden Schiefertone im Dach der Estherienschiefer des östlichen Tafeljura lassen einen lokalen, vorübergehenden, kontinentalen Einfluss erkennen.

Die Fauna der Estherienschiefer ist neben reichlich Zahn- und Schuppenresten auf *Estheria minuta* (GOLDF.) und *Lingula tenuissima* BRONN beschränkt, während in zwischengeschalteten Dolomitbänken auch *Myophoria goldfussi* ALB. gefunden werden kann. Nach WAGNER (1913) fand *Myophoria goldfussi* im seichten, warmen Meer die ihr zusagenden Lebensbedingungen. Dagegen betrachtet man *Lingula* und *Estheria* im allgemeinen als Faziesfossilien für Brackwassersedimente. Es ist aber zu beachten, dass Linguliden und Estherien auch in normalmarinen Faunengesellschaften anzutreffen sind, worauf schon THÜRACH (1900), WAGNER (1913), FRANK (1928a) und andere hingewiesen haben. Es scheint, dass *Lingula* und *Estheria* eigentliche «lithologische Faziesfossilien» darstellen, charakteristisch nicht in erster Linie für gewisse Lebensbedingungen, sondern vielmehr spezifisch für einen bestimmten Typ von Sedimenten, der in verschiedenen Faziesräumen gleichartig ausgebildet sein kann. Die Möglichkeit einer Fossilisierung von dünnsten Schälchen war offenbar gegeben in tonreichen, unter ruhigen Verhältnissen sedimentierten Absätzen. Wesentlich ist wohl auch, dass Linguliden und Estherien Hornschälchen besitzen. Sie konnten deshalb auch bei für Kalkfällung ungünstigen Verhältnissen ihre Schalen bauen, und diese wurden selbst in einem Milieu fossilisiert, wo Kalk in Lösung ging. Zum Vergleich haben wir Lagen von schiefrigen Tonen, die lithologisch mit unseren Estherienschiefern grosse Ähnlichkeit besitzen, im Trochitenkalk von Bruchsal und Wiesloch untersucht. *Lingula tenuissima* BRONN fand sich sehr häufig, Estherien nur selten.

Wir halten also fest, dass die euryhaline Faunengesellschaft unserer Estherienschiefer nicht gegen ein marines Milieu spricht, jedenfalls fehlen typische Vertreter des brackischen Lebensraumes, wie etwa *Anodontophora*.

Im Grenzdolomit stellen wir, analog wie im Trigonodusdolomit, eine Fauna fest, die sich von der des unteren Hauptmuschelkalkes durch das Fehlen der Echinodermen, Terebrateln, Austern und Cephalopoden unterscheidet, wie dies schon ZELLER (1907, 1908) festhielt. Aber der marine Charakter der Serie wird, abgesehen von der lithologischen Ausbildung, deutlich dokumentiert durch die zahlreichen Funde von *Lima striata* (SCHLOTH.), *Hoernesia socialis* (SCHLOTH.), *Myophoria intermedia* SCHAUR. und *Myophoria goldfussi* ALB. (Fig. 1 und 2, Taf. III). Interessant ist, dass diese, gegenüber der des oberen Trigonodusdolomites doch deutlich verarmte Lamellibranchierfauna sich optimaler Lebensbedingungen erfreute, wie der auffallende Riesenwuchs aller vorkommenden Formen im Grenzdolomit verrät.

Wir kommen also zum Schluss, dass die Lettenkohle des Schweizer Jura einen eindeutig marinen Charakter aufweist, dass sie sich also in bezug auf die Fazies an den Muschelkalk und nicht an den Keuper anschliesst. Dies entspricht auch den Verhältnissen im W und SW. Es scheint uns deshalb für das Gebiet des Schweizer Jura praktischer, dem Usus der französischen Geologen zu folgen und die Lettenkohle als oberstes Glied des Oberen Muschelkalkes zu betrachten.

PALAEOGEOGRAPHISCHE BETRACHTUNGEN UND FAZIESBILD

Die Sedimente des germanischen Muschelkalkes entsprechen Bildungen eines flachen Binnenmeeres, das aber meist Verbindungen zur Tethys besass. Die Trans-