

Abhandlungen
der Geologischen Landesuntersuchung
am Bayerischen Oberbergamt
Heft 14

Stratigraphische Untersuchungen
im Wellengebirge der Pfalz und des
östlichen Saargebietes

Von
Albert Schad

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Herausgegeben vom Bayerischen Oberbergamt
München 1934

Stratigraphische Untersuchungen im Wellengebirge der Pfalz und des östlichen Saargebietes

Von
Albert Schäd

Mit 2 Abbildungen und 1 Tafel

Inhaltsübersicht

	Seite
Einleitung	1— 2
A. Stratigraphie des Wellengebirges der Pfalz	2—54
1. Der Obere Buntsandstein als Unterlage des Wellen- gebirges	2—10
a) Der Voltziensandstein	3
b) Die Lettenregion	3— 6
c) Die Fossilhorizonte des Oberen Buntsandsteins	6—10
2. Das Wellengebirge	10—54
a) Die Trochiten-Zone	10—18
b) Die Mergeligen Schichten	18—24
c) Die Terebratel-Zone	24—33
d) Die Wellenmergel	33—35
e) Die <i>Pentacrinus</i> -Bank	35—38
f) Untere Dünnschichtige Dolomite und Kalke	38—44
g) Die Untere Schaumkalk-Bank (USK)	44—45
h) Obere Dünnschichtige Dolomite bzw. Kalke	45—46
i) Die Obere Schaumkalk-Zone	47—50
k) Die <i>Orbicularis</i> -Schichten	50—54
B. Stratigraphischer Vergleich mit dem rechtsrheinischen Wellengebirge	54—63
C. Paläogeographische Folgerungen	63—68
Zusammenfassung	68—70
Einzelprofile	70—81
Schriftenverzeichnis	82—84

Einleitung.

Im vergangenen Jahrzehnt waren die Wellengebirgs-Schichten Süd- und Mitteldeutschlands Gegenstand zahlreicher Untersuchungen, die teils mehr durch stratigraphische Beobachtungen, teils mehr durch Darstellung der allgemein-geologischen Erscheinungen darauf ausgingen, ein palaeogeographisches Bild von der Wellengebirgszeit zu entwerfen.

In allen Gebieten wurden diese Untersuchungen angestellt. Nur in der Rheinpfalz und im Saargebiet waren seit dem Jahre 1910 (F. HEIM) keine mehr gemacht worden. Dies lag wesentlich an den politischen Verhältnissen der Kriegs- und Nachkriegszeit, was auch P. VOLLRATH als Grund für seine Beschränkung auf das rechtsrheinische Gebiet angibt. Es war also nach dem Abrücken der fremden Besatzung aus der Pfalz angebracht, eine Neuuntersuchung des dortigen Wellengebirges unter Berücksichtigung der neuen Gesichtspunkte durchzuführen. Damit betraute mich Herr Geheimrat SALOMON-CALVI, Heidelberg, dem ich für die Anregung zu dieser Arbeit und die Nachprüfung der Ergebnisse an Ort und Stelle zu großem Dank verpflichtet bin. Die Arbeit entstand im geologischen Institut der Universität Heidelberg. Ich begann sie im Herbst 1930 und hatte sie im Frühjahr 1932 abgeschlossen. Die Arbeit war zunächst etwas umfangreicher und enthielt noch einen Abschnitt über allgemein-geologische Erscheinungen, dessen Inhalt aber teilweise schon Anfang 1933 veröffentlicht wurde (A. SCHAD, 1933).

Mein Arbeitsgebiet reicht von Saarbrücken im Westen bis Pirmasens im Osten, von der lothringischen Grenze bis zum Landstuhler Bruch, wo der Muschelkalk in der Pfalz seine nördliche Verbreitungsgrenze findet. Das Wellengebirge Lothringens konnte aus wohlverständlichen Gründen nur im Schrifttum studiert werden. Daher konnten manche Fragen nicht so klar gelöst werden, wie es wünschenswert wäre.

Allen denen, die mich durch Anregungen oder durch erwiesene Gastfreundschaft in meiner Arbeit gefördert haben, möchte ich an dieser Stelle herzlich danken, insbesondere Herrn Geheimrat SALOMON-CALVI und Herrn Professor RÜGER, denen ich für ihre große Anteilnahme an meiner Arbeit und ihre immer bereite Hilfe tief verpflichtet bin. Meinen Dank erstatte ich auch dem Bayerischen Oberbergamt-München für die Veröffentlichung dieser Arbeit und ihre schöne Ausstattung.

A. Stratigraphie des Wellengebirges der Pfalz.

1. Der Obere Buntsandstein als Unterlage des Wellengebirges.

Der Obere Buntsandstein der südwestlichen Pfalz und des östlichen Saargebietes wechselt faziell außerordentlich stark. Er besteht aus meist roten, teilweise violetten, weißlichgelben oder durch Eisenoxydhydrat bräunlich gefärbten Sandsteinen, sowie roten und blaugrauen Sandletten und Schiefertönen. Daneben treten noch untergeordnet gelbbraune Dolomite oder dolomitische Sandsteine auf, die gewöhnlich sehr stark verwittert sind. Alle diese verschiedenen Ausbildungen stehen miteinander in Wechsellagerung. Es werden drei verschiedene Zonen unterschieden: Die Zwischenschichten, der Voltziensandstein und die Lettenregion. Ich behandle hier die beiden hangenden Zonen des Oberen Buntsandsteins nur wegen des durch die Fossilhorizonte angedeuteten Beginns

der Transgression des Wellengebirgs-Meerer und schlieÙe mich dabei in weitem MaÙe an das vorhandene Schrifttum an.

a) Der Voltziensandstein.

Im großen und ganzen wird diese Zone von Werksteinen gebildet, deren Mächtigkeit bis auf 8 m steigt (vgl. K. STAESCHE, 1927). Sie besteht aus rotem, meist grob gebanktem, feinkörnigem, glimmerführendem Sandstein, der wegen seiner leichten Bearbeitbarkeit als Bau- und Bildhauerstein sehr geschätzt ist.

In diesem Sandstein liegen dünne, graue oder rote, häufig glimmerige Schiefertombänder bis sandige Letten, die teilweise durch den ganzen Bruch ziehen, teilweise aber auch auskeilen. Sie führen neben meist feinem Pflanzenhäcksel gelegentlich *Estheria minuta* und *Lingula*. Häufig stellt jedoch der Werkstein eine einzige, ganz einheitliche, durch keinerlei sichtbare Schichtfugen oder Zwischenmittel unterbrochene Sandsteinbank dar. Die Tonbänder wird man daher nur als dünne Linsen auffassen dürfen, die wohl alle ziemlich rasch auskeilen und durch neu sich einschaltende Tonlagen „vertreten werden“, so daß der Profilcharakter immer derselbe ist.

Neben diesen Tonbändern kommen auch noch gelegentlich kleine, im Querschnitt meist nur wenige Meter breite und linsenartige Einschaltungen von gelbem, braun punktiertem Sandstein vor. Dieser erscheint teilweise tiefbraun und führt gelegentlich eine solche Menge von oft recht groben, mehr oder weniger stark in Brauneisen umgesetzten Pflanzenresten, daß, wie schon STAESCHE erwähnt, das Gestein unbrauchbar wird. Ihre Erhaltung ist gewöhnlich schlecht; doch lieÙen sich ohne Zweifel bei ständiger Überwachung der Brüche schöne Funde bergen. Diese Sandsteine sind in ihrer Fazies, abgesehen vom Fehlen mariner Versteinerungen, den ausgelaugten punktierten Sandsteinen des hangenden Wellengebirges durchaus ähnlich, so lange sie wenig Pflanzenreste führen.

b) Die Lettenregion.

Über den eigentlichen Werksteinbänken liegt eine wagrecht und senkrecht fast überall sehr stark wechselnde und in der Mächtigkeit ziemlich stark schwankende Gesteinsreihe. An ihrem Aufbau sind gewöhnlich glimmerreiche rote Tone bis Letten wesentlich beteiligt. Diese brechen häufig feinschieferig. Daneben kommen meist dünnplattige, glimmerführende Sandsteine vor, die oft unmerklich in stark sandige Letten übergehen können und häufig mit ihnen wechsellagern; teilweise ist aber auch zwischen feinstkörnigen Tonen und Sandsteinen gar kein Übergang vorhanden. Weiterhin treten in der Lettenregion, wie STAESCHE diese Zone nennt, noch Dolomite und Dolomitsandsteine auf, die anscheinend wagrecht weiter reichen als die anderen Bänke der Zone und die sich nicht selten durch ihre Fossilführung auszeichnen. — In der

Lettenregion kann man mit STAESCHE oft unten und oben mehr lettige Schichten, in der Mitte dagegen eine sandsteinreiche Zone unterscheiden, die gelegentlich sogar abbauwürdig ist, z. B. bei Ommersheim. Die obere dieser Lettenlagen führt seit den Untersuchungen von E. WEISS infolge ihrer ständigen Lage an der Grenze zwischen Buntsandstein- und Muschelkalkfazies den Namen Grenzletten. Ausführliche Profile der Lettenregion und des ganzen Voltziensandsteins sind bei STAESCHE (1927, S. 76ff.), bei E. SCHUMACHER (Erl. zu Bl. Wolmünster, Pfalzburg und Falkenberg) und bei O. M. REIS (Erl. Bl. Zweibrücken, 1903) mitgeteilt.

Die Mächtigkeit der Lettenregion schwankt in den verschiedenen Gebietsteilen ziemlich stark. STAESCHE gibt für das Saargebiet 4—8 m an. Der Grenzletten ist nicht an allen Orten ausgebildet, sondern stellenweise überlagert das Wellengebirge unmittelbar Sandsteine der Lettenregion.

Wodurch könnten der starke wagrechte und senkrechte Fazieswechsel und die großen Mächtigkeitsschwankungen der Lettenregion erklärt werden?

Man könnte annehmen: Es wurden zu gleicher Zeit an verschiedenen Orten, und zu verschiedenen Zeiten am gleichen Ort, Schichten verschiedener Ausbildung abgelagert. Das Endergebnis dieser Sedimentation waren ganz flache, mehr oder weniger große, sich gegenseitig überlagernde und teilweise wohl auch ineinander einschneidende Schuttfächer, die infolge ihrer verschiedenen Körnung den dauernden Fazieswechsel in senkrechter wie in wagrechter Richtung herbeiführen. Diskordanzen kommen vor, wie schon die unmittelbare Überlagerung von Sandstein und Schieferton¹⁾ andeutet.

Diese Erklärung macht auch die Überlagerung der Wellengebirgsschichten über faziell verschiedene Schichten der Lettenregion sehr verständlich, da das auf beschränktem Raume sicher gleichzeitig transgredierende Wellengebirgsmeer verschiedene Unterlagen vorfand. Wir müssen also nicht unbedingt an Stellen, wo der Grenzletten fehlt, starke Aufarbeitung annehmen, da die Möglichkeit besteht, daß die Unterlage in einem beschränkten Gebiet zwar überall zur gleichen Zeit, aber in verschiedener Fazies sich gebildet hatte. Auch die Schwankungen in der Mächtigkeit der Lettenzone lassen sich leicht erklären durch die Annahme, daß an der einen Stelle die Werkstein-Fazies zu einer Zeit abgesetzt wurde, als anderwärts schon faziell der Lettenzone entsprechende Gesteine sich bildeten und umgekehrt.

¹⁾ Dieser plötzliche Fazieswechsel könnte darauf hinweisen, daß sich zwischen die Ablagerung der beiden Absätze (Sandstein — feinste Tonschiefer) eine Zeit einschob, in der vielleicht infolge von Trockenheit keine Schichten abgesetzt wurden. Die Verschiedenheit der Ablagerungsbedingungen vor und nach der Absatzpause bedingte die Verschiedenheit der entstehenden Schichten. So könnte die sprungweise Änderung der Fazies erklärt werden.

Wichtig für die Erklärung des Mächtigkeitswechsels in der Lettenregion ist aber auch das Maß der Aufarbeitung durch das vordringende Wellengebirgsmeer. Für eine Aufarbeitung des Liegenden bei der Transgression spricht nämlich die fast allgemeine Verbreitung von Tongallen und mehr oder weniger stark dolomitischen Geröllen in den untersten Lagen des Wellengebirges. Die Tongallen sind meist graugrün und ganz flach, in der Aufsicht rundlich. Rotgefärbte Tongallen fand ich nur an ganz wenigen Stellen. Dies scheint zunächst dafür zu sprechen, daß i. a. vollkommene Reduktion des aufgearbeiteten roten Buntsandsteinmaterials eintrat. Man könnte aber auch annehmen — und das ist vielleicht wahrscheinlicher —, daß nicht die einzelne Tongalle reduziert wurde, sondern daß das unmittelbar über den Schichten der Lettenregion stehende Wellengebirgsmeer bis zu einer gewissen Tiefe herab reduzierend wirkte. Wenn nun durch irgendwelche Umstände eine Aufarbeitung des Untergrundes eintrat, so konnten nur Tongallen aus graugrünem, reduziertem Buntsandsteinmaterial entstehen. Erfolgte aber die Aufarbeitung, bevor eine Reduktion im Liegenden eingetreten war, so entstanden durch Aufarbeitung rotgefärbte Tongallen.

Rote Tongallen fand ich:

a) in Fechingen am Hasen-Berg. Hier enthielt eine dem Grenzletten eingeschaltete, stark trochitenführende, rötliche Dolomitsandsteinbank bis zu 3 cm lange und $\frac{3}{4}$ cm dicke Geröllchen eines stark glimmerigen Buntsandsteinletten;

b) in dem Steinbruch an der Station Landesgrenze der Straßenbahn bei Fechingen; hier sind in den kaum über der Grenze Buntsandstein-Muschelkalk liegenden Dolomiten ebenfalls, allerdings sehr kleine Fetzen von Buntsandsteinletten enthalten;

c) in dem noch näher beschriebenen Fossilhorizont am Hornbacher Berg SO. von Blieskastel.

Diese Beobachtungen zeigen, daß die Aufarbeitung des Untergrundes eine verbreitete Erscheinung war; wie groß aber ihr Ausmaß war, läßt sich nicht feststellen. Gegen ein erhebliches Ausmaß scheinen zunächst die unten angeführten Fossilhorizonte und die nach STAESCHE in gewissem Maße vorhandene Dreigliederung der Lettenzone zu sprechen (s. S. 4). Daß man aber diesen Angaben kein zu großes Gewicht beimessen darf, glaube ich weiter unten noch zeigen zu können (s. S. 58). Auf keinen Fall lassen sich durch Schichtmächtigkeitsvergleiche Anhaltspunkte für die Stärke der Aufarbeitung gewinnen, weil jede sichere Bezugsebene fehlt; denn die untere Grenze des Voltziesandsteins ist viel zu unscharf, der Fazieswechsel innerhalb des Voltziesandsteins und der Lettenregion ist zu groß und die Grenze Buntsandstein-Muschelkalk stellt nur eine Fazies-, aber keine Zeitgrenze dar (s. S. 54 ff.).

Vermutlich ist jede der beiden Annahmen zur Deutung der Schichtmächtigkeits- und Faziesunterschiede für sich zu einseitig, für beide sprechen einzelne Beobachtungen, keine aber kann allein die verschiedenen Erscheinungen erklären. Wir dürfen daher kein Bedenken tragen, daß beide Annahmen innerhalb gewisser Grenzen Geltung haben, also etwa, daß die in wagrechter und senkrechter Erstreckung stark wechselnden Sedimente der Lettenzone durch Aufarbeitung beim Vorrücken des Wellengebirgsmerees eine gewisse, unbestimmbare, örtlich wohl auch verschieden starke Verringerung ihrer Mächtigkeit erlitten haben.

Inwieweit hierbei Sedimentation und Aufarbeitung durch gleichzeitige epirogenetische Bewegungen, seien es etwa örtliche oder zonenweise Hebungen bzw. Senkungen, in ihrer Wirkungsweise beeinflußt wurden, kann im Rahmen dieser Arbeit nicht geprüft werden.

c) Die Fossilhorizonte des Oberen Buntsandsteins.

Als Anhaltspunkte für zeitliche Gleichheit werden von STAFSCHE (1927) und VOLLRATH (1928) die nicht seltenen Fossilagen des Oberen Buntsandsteins gewertet. Sie stellen wohl weniger durchgehende „Fossilhorizonte“ als mehr oder weniger ausgedehnte Linsen dar. Inwieweit ihr Fossilinhalt für bestimmte, marine, limnische usw. Entstehungsbedingungen spricht, das hat K. FRENTZEN (1931) ziemlich eingehend behandelt.

Das durch Spreiten ausgezeichnete „*Arenicoloides*“, das von R. RICHTER (1924) zu den Rhizocoralliden gestellt wird, gestattet mit ziemlicher Sicherheit die Annahme meerescher Entstehung. Sicher marin sind Ablagerungen mit Terebrateln und Trochiten. Auch Ablagerungen mit Muscheln wie *Gervilleia*, *Myophoria*, *Myacites* geben noch gute Anhaltspunkte für den Zusammenhang der Ablagerungen mit einem Meeresvorstoß. Man kann allerdings nicht entscheiden, ob das Gewässer, in dem das muschelhaltige Gestein abgesetzt wurde, zur Zeit der Ablagerung noch im Zusammenhang mit dem Meere stand. Doch müssen die Muscheln bei einem Meeresvorstoß in ihr neues Lebensgebiet eingewandert sein, wo sie sich unter Umständen nach Rückzug des Meeres in brackischen Tümpeln noch weiter gehalten haben können. — Keine Bedeutung für die Bestimmung, ob eine Ablagerung marin ist oder nicht, hat das Vorkommen von *Estheria*. Dieses Tier kann einen starken Wechsel des Salzgehaltes ertragen und seine Trockeneier können vom Wind weit über Land getragen werden, wo dann in jedem Tümpel das Tier zur Entwicklung kommen kann.

Die auf marine Entstehung deutenden Fossilbänke des Oberen Buntsandsteins sind meist stark dolomitische Sandsteine oder deren Verwitterungsprodukte. Ich führe sie hier mit abnehmendem Abstand von der Grenze zwischen Buntsandstein- und Muschelkalkfazies an.

18 m	Ohmbacher Klamm (W. von Ixheim bei Zweibrücken)	Fossilfreier, gelber, glimmerreicher dolomitischer Sandstein mit Pflanzenresten; er ist ganz gespickt mit kleinen, linsenartigen Geschieben eines feinkörnigen, fast sandfreien Dolomites, der ziemlich viel Ton enthält. Daneben gelegentlich auch kleine, graue Tongallen.
12 m	Wolmünster	„etwas poröse, wahrscheinlich ursprünglich dolomitreiche Lage“ mit „ <i>Natica Gaillardoti</i> , <i>Myophoria vulgaris</i> , <i>Gervilleia socialis</i> und <i>costata</i> , <i>Pleurotomaria Albertiana</i> , alle in kleinen Stücken“ (Erl. z. Blatt Wolmünster, S. 11).
8 m	W. von Blieskastel, Stbr. am Kommandants-Bg.	Graue Sandsteine führen auf einer Schichtfläche zahlreiche Abdrücke von <i>Myophorien</i> und <i>Gervillien</i> . In den Sandsteinen läßt sich kein Unterschied gegen das Hangende oder Liegende erkennen.
7—8 m	Ohmbacher Klamm	Hellgelber, mehlig, ziemlich schwach punktierter, dolomitischer Sandstein mit <i>Myophoria vulgaris</i> u. a. unbestimmbaren Muschelresten und zahlreichen Knochensplittern.
6—8 m	Bubenhausen-Zweibrücken	Vgl. GÜMBEL (1894), REIS (1903). Ausführliche Fossilliste bei GÜMBEL, Geologie von Bayern, Bd. II, S. 1083.
etwa 6 m	Hornbach (am Hochgericht)	Gelber, sehr poriger, braunpunktierter Sandstein mit unbestimmbaren Muschelresten.
6—7 m	Fechingen (Hasen-B.)	Nach STAESCHE tiefste Crinoiden führende Lage (1927, S. 81).
6,3 m	Saarfels („6,3 m unter dem Grenzletten“, wie tief unter der Faziesgrenze?)	Mehrere Fuß dicke, muschelführende Sandsteinbank mit <i>Ostrea subanomia</i> , <i>Monotis albertii</i> , <i>Gervilleia costata</i> und <i>subcostata</i> , <i>Natica gaillardoti</i> und <i>Estheria minuta</i> . (WEISS, 1875: Erl. Blatt Saarlouis.)
6 m	Bischmisheim	STAESCHE (1927, S. 81) erwähnt Schnecken und Muscheln vom großen Steinbruch am Abhang zum Grumbach-Tal.
5 m	Dannelburg	Sandstein mit <i>Myophoria</i> und <i>Gervilleia</i> . (Erl. Blatt Pfalzburg, S. 87.)
4,5 m	Saarfels	dünnplattige, glimmerige Sandsteine mit Muscheln (vor allem <i>Myaciten</i> und <i>Gervilleien</i>) und <i>Rhizocorallium</i> . Dieses zeigt prächtige Spreite und sitzt schräg im Gestein. Meist ist eine größere Anzahl von <i>Rhizocorallien</i> beisammen. (STAESCHE 1927, S. 80.)
? m	Rimschweiler	Ziemlich weit unter der Faziesgrenze (mindestens 4 m) auf einer ganz roten Buntsandsteinplatte ein ganzes Pflaster von <i>Myophoria vulgaris</i> und anderen unbestimmbaren Muschelresten.

3 m	Hornbacher Berg, OSO. von Blieskastel	Sehr dünnplattiger, glimmeriger, dolomitischer Sandstein von mindestens 0,35 m Mächtigkeit; mit <i>Myophoria vulgaris</i> , <i>Gervilleia socialis</i> . Führt aufgearbeitetes Material von gelblichen Dolomiten bis dolomitischen Mergeln und von rotem Ton, der teilweise grau gebleicht ist, in Form von dünnen Linsen.
3 m	Pfalzburg	Dunkelgelbe, braunpunktierte, sandige Dolomite bis tiefbrauner, sandiger Mulm mit: <i>Myophoria</i> , <i>Gervilleia</i> , <i>Naticopsis</i> , <i>Lingula</i> , <i>Terebratula</i> und kleinen Trochiten. (Erl. z. Blatt Pfalzburg, S. 87.)
2,9—3 m	N. von Hengstbach (Regental)	„Braune dolomitische Bank, Pflanzenreste; Muscheln; seitlich übergend in entfärbten, pflanzenführenden Sandstein“, darunter noch 1 m fossil-leerer Dolomit, der seitlich in roten, tonigen Sandstein übergeht (HEIM 1911, S. 121; der Aufschluß ist heute nicht mehr vorhanden).
2—2,5 m	Blieskastel, 300 m NO. der Alschbacher Ziegelhütte	Fossilführende, dolomitische Sandsteine.
? m	Saarbrücken, Winterberg	Nach STAESCHE (1927) fand P. KESSLER „in sandigen Letten unter dem Grenzletten . . . <i>Lingula</i> und <i>Myophoria</i> zusammen“.
1,6—2 m	Blieskastel, 500 m WSW. der Alschbacher Ziegelhütte	Tiefbraune, stark ausgelaugte, ehemals sicher dolomitische Sandsteine mit <i>Myophoria vulgaris</i> , <i>Gervilleia</i> und kleinen Trochiten (als Hohlkerne).
? m	Fechingen	Nach STAESCHE (1927) sind hier eine ganze Reihe von fossilführenden Lagen vorhanden, die sozusagen den 6 m-Horizont mit dem endgültigen Einsetzen der Wellengebirgsfazies verbinden.
0,8—1,1 m	Pfalzburg	(Straße Weschheim — Pfalzburg) 0,3 m dicker, zäher Dolomit, wie die hangende Trochiten-Bank mit ähnlichen Fossilien.
? m	Pfalzburg	(Steinbruch bei Arzweiler). Unter der obersten Tonbank des Voltziensandsteins eine der bezeichnenden braunen, mulmigen Bänke, die durch die Auslaugung dolomitischer Gesteine entstanden. Mit <i>Lingula</i> und <i>Trochiten</i> . Darunter noch einige dolomitische Sandsteinlagen. (Beide Angaben aus Erl. z. Blatt Pfalzburg.)
? m	Gersbach, W. von Pirmasens	Trochiten-Platte.
0,35 m	Güdingen, O. von Saarbrücken	Dünne dolomitische Sandsteinbank mit zahlreichen Trochiten.
—	Petersberg Höhrfröschchen } NW. von Maßweiler } Pirmasens Nieder-Auerbach bei Zweibrücken	Hier sind die hangenden Buntsandsteinlagen nur etwa 5—15 cm dick, die liegenden Fossilbänke in Wellengebirgsfazies aber viel mächtiger, so daß man an sich geneigt ist, die Schichten insgesamt dem Wellengebirge zuzurechnen (siehe Profil Nr. 1).

Aus diesen Beobachtungen schließt STAESCHE (1927) auf mehrere beständige Hauptfossilhorizonte:

1. in 12 m unter der Oberkante des Buntsandsteins; nur aus dem Gebiet von Wolmünster bekannt;
2. in 6—7 m bei Saarfels, Fechingen, Bischmisheim, Bubenhausen. [Blieskastel, Ixheim, Rimschweiler (?) und Hornbach nach Beobachtungen des Verfassers];
3. „dicht unter dem Grenzletten“ oder auch in dieser oberen Lettenzone in nicht mehr einigermaßen gleichbleibenden Abständen von der Faziesgrenze bei einer ganzen Menge von Punkten; zum Vergleich, siehe auch HEIM (1910) und SCHUMACHER (1889) und die Erl. z. Bl. Wolmünster und Pfalzburg.

In der Annahme dreier Hauptfossilhorizonte schließe ich mich nicht an STAESCHE an. Wenn man nämlich die angegebenen Werte betrachtet, so sieht man, daß die Abstände der Fossilbänke von der Buntsandstein-Muschelkalk-Grenze langsam sinken, abgesehen von den vereinzelten Vorkommen von Wolmünster. Allerdings sind die Versteinerungslagen von 6—7 m unter der Faziesgrenze etwas reicher vertreten. Es sind aber auch Übergangsglieder vorhanden (5 m und 4,5 m) zu den versteinerenden Schichten, die einen Abstand von 3 m und weniger von der Unterkante des Wellengebirges haben; andererseits gehen manche Fossilagen bis auf 8 m unter die Faziesgrenze herab. — Außerdem ist es mir sehr fraglich, ob man auch bei gleichem Abstand von der Unterkante des Wellengebirges für zwei Fossilbänke gleiches Alter annehmen darf, weil sich nämlich wahrscheinlich machen läßt, daß der Umschlag zwischen Buntsandstein- und Wellengebirgsfazies innerhalb des linksrheinischen Gebietes nicht gleichzeitig erfolgte (s. S. 55f.).

Auffallend erschien mir das Vorkommen kleiner Gastropoden, die *Natica* oder *Naticopsis gaillardoti* genannt werden, in den verschiedensten Fossilinseln des Voltziensandsteins. Diese Schnecke tritt dagegen in den Wellengebirgs-Schichten meines Arbeitsgebietes selten auf, ist aber im Gebiet von Pfalzburg und Groß-Hemmersdorf und ganz im Süden bei Lunéville [nach E. KRAUS (1925)] wenigstens in den unteren sandigen Schichten teilweise häufig. Möglich wäre immerhin, daß diese Schnecke an Küstennähe gebunden wäre, und, daß sie sich daher bei der Transgression des Wellengebirgs-Meeres an den Beckenrand im Süden und Westen zurückgezogen hat.

Sehr auffällig ist auch das Auftreten von *Terebratula vulgaris* 3 m unter der Oberkante des Grenzlettens bei Pfalzburg (s. S. 55). Sonst wird nämlich diese Versteinerung linksrheinisch überall erst aus der „Unteren Trochiten-Bank“ erwähnt und in der „Oberen Trochiten-Bank“ erst als ziemlich häufig bezeichnet. Die stratigraphische und palaeogeographische Bedeutung dieses Vorkommens werde ich im vergleichend-stratigraphischen Teil (S. 54 ff.) noch eingehend behandeln.

Neben den fossilführenden Dolomiten kommen gelegentlich auch fossilfreie Lagen vor, wie ich eine von der Ohmbacher Klamm bei Ixheim wegen ihrer auffallend tiefen Lage angeführt habe.

2. Das Wellengebirge:

a) Die Trochiten-Zone.

Seit den Untersuchungen von WEISS führen die unmittelbar über dem Buntsandstein liegenden Schichten wegen ihrer sandigen Ausbildung und ihrer ziemlich reichlichen Fossilführung den Namen Muschelsandstein. Diesen Namen verwendete WEISS als stratigraphische Bezeichnung für das untere Wellengebirge im westlichen Saargebiet. Es stellte sich aber heraus, daß die als Muschelsandstein bezeichnete Zone nach Osten zu z. T. in sandfreie oder sandarme Gesteine übergeht. Die Bezeichnung „Muschelsandstein“ darf daher nur als Faziesbezeichnung, nicht aber als Horizontbezeichnung verwendet werden, was schon von mehreren Verfassern (z. B. SCHUMACHER, 1889, S. 125) betont wurde. KRAUS (1921 und 1925) versuchte auf Grund der verschiedenen Angaben im Schrifttum und auf Grund eigener Beobachtungen eine Karte mit Kurven gleicher Sandmächtigkeit zu zeichnen, auf die ich später noch zurückkommen werde. — In NO.-Lothringen ist nur noch die allerunterste Zone von etwa 6—8 m Mächtigkeit stark sandig ausgebildet und erhielt von SCHUMACHER nach den darin vorkommenden Trochiten-Bänken den Namen Trochiten-Zone.

Gesteine der Trochiten-Zone. — Bezeichnend für die ganze Trochiten-Zone in Lothringen, wie auch in meinem Arbeitsgebiet, ist der außerordentlich starke Fazieswechsel. Es wechseln darin mehr oder weniger stark dolomitische Sandsteine, sandige, teilweise dolomitische und glaukonitische Letten (z. B. Zweibrücken-Bubenhausen), Tone und Mergel und selten schwach sandige Dolomite miteinander ab. Die fast regellose Aufeinanderfolge ergibt sich aus den beigegebenen Profilen (Nr. 1—5).

Der starke Wechsel in wagrechter Richtung geht schon aus den Angaben von SCHUMACHER hervor, wenn er schreibt: „Meterdicke Bänke von Thonsandstein sieht man hier manchmal auf eine Entfernung von 10—20 m in sandig-thonige Schiefer und diese ebenso schnell wieder in rein blätterige Thone übergehen, während die darüber oder darunter folgende Thonbank vielleicht umgekehrt in demselben Verhältnis sandig wird. Dabei bleibt jedoch der Gesamtcharakter des Profils in den verschiedenen Vertikalschnitten im wesentlichen der gleiche...“ Es ist also auch nicht möglich, auf Grund gleichen Profilcharakters entsprechende Schichten zu parallelisieren.

Die Sandsteine sind im allgemeinen sehr feinkörnig, gleichgültig ob sie stark, schwach oder gar nicht dolomitisch sind. Die dolomitischen Sandsteine oder sandigen Dolomite überwiegen durchaus unter den festen

Gesteinen der Trochiten-Zone. Sie zeigen in frischem Zustande im allgemeinen dichte bis sehr feinkörnige, hellgelbe Grundmasse, in der die Sandkörner eingebettet liegen. Sie sind jedoch häufig so stark ausgelaugt, daß sich ein erheblicher ehemaliger Karbonatgehalt nur aus dem großen Porenvolumen erschließen läßt.

Es fehlen aber in der Trochiten-Zone auch nicht Tonsandsteine, die wohl von Anfang an frei von Dolomit waren oder doch nur sehr wenig Dolomit enthielten. Im allgemeinen sind sie recht versteinungsarm. Stellenweise ist ihre Farbe schwach grau violett, meist schmutziggelblich, gewöhnlich sind sie etwas gröber bankig als die anderen festen Gesteine.

Allerdings kommen auch ganz dünnstiefige, schmutzig- bis grau-violette Sandsteine bis Schieferletten vor, die — wie ich später anführen werde (S. 16) — zum mindesten im nördlichen Gebiet¹⁾ Anhaltspunkte für stratigraphische Lager geben.

Der Glimmergehalt der Sandsteine wechselt von Ort zu Ort und in den verschiedenen Teilen der Zone stark und bedingt die mehr oder weniger stark ausgeprägte Dünnschieferigkeit durch seine Anreicherung auf gewissen Schichtflächen.

Die Farbe der dolomitischen Sandsteine und sandigen Dolomite ändert sich durch die Vorgänge der Verwitterung sehr stark von dem meist ziemlich hellen Gelb bis Gelblichbraun des frischen Gesteins bis zu Dunkelbraunschwarz. Diese Farbvertiefung entsteht infolge der Auslaugung des Dolomits und der Umsetzung des dem Dolomit beige-mengten Fe- bzw. Mn-Karbonats zu Hydroxyd, oder durch nachträgliche Ausfällung von Eisen-Manganhydroxyden in den Porenräumen aus den im Boden kreisenden Wässern. Je nach dem Ton- und Dolomitgehalt des frischen Gesteins führt die Verwitterung zu einem braunschwarzen, oft lehmigen Mulm, zu einem stark rostig durchsetzten, grüngrauen, stark sandigen Letten, wie bei Höhröschchen und N. von Nieder-Auerbach (am Lohr) oder zu sehr porösen und meist hellgelben bis braunen, mehr oder weniger stark schwarzbraun punktierten Sandsteinen.

Diesen stark sandigen Gesteinen gegenüber kommen örtlich auch schon in den liegenden Teilen der Trochiten-Zone ziemlich mächtige Bänke von Dolomit vor, die nur sehr wenig Sand führen und mehr oder weniger grobkristallin sind, nämlich in dem Steinbruch unmittelbar W. des Schnittes der Straße Fechingen—Eschringen und der Landesgrenze. Dort sind solche Dolomite²⁾ 1,5 bis 2 m mächtig und bei Bübingen²⁾ in der Hahnenklamm ist der Sandgehalt mindestens in einer grobkristallinen Platte von 0,5 bis 0,75 m Dicke ebenfalls recht gering. Sonst fehlen in der Trochiten-Zone grobkristalline Dolomite durchaus.

¹⁾ Es ist etwa umgrenzt durch die Orte Blieskastel, Heckenaschbacher Hof, Bärenhütte, Maßweiler und (?) Mörsbach.

²⁾ Ob diese sandigen Dolomite stratigraphisch noch der Trochiten-Zone von Zweibrücken und Wolmünster entsprechen, ist z. Z. noch nicht sicher festzustellen (vgl. S. 71).

Eine sehr feinkörnige, hellgelbliche, sandige Dolomitbank, die meist einige Trochiten und spärlich *Lingula* führt, scheint auf das Gebiet N. von Pirmasens (Petersberg, Höhrörschen und Höheinöd) beschränkt zu sein. Diese wird an den beiden ersten Punkten noch von einer sehr dünnen Lage von Buntsandsteinfazies überlagert (vgl. Fossilhorizonte S. 8 und Profil Nr. 1). Ob diese Dolomite zwischen der unter- und überlagernden Buntsandsteinfazies, oder ob umgekehrt der eingeschaltete Buntsandstein zwischen den Wellengebirgs-Schichten bald auskeilen, konnte nicht festgestellt werden. Bei den beiden ersten nur etwa 1 km entfernten Punkten ist nämlich noch auffallende Profilgleichheit vorhanden.

Die Tone und die ziemlich spärlich vorhandenen Mergel der Trochiten-Zone stellen meist ebenflächige, schieferige Gesteine dar, die in kleine, ganz dünne Plättchen zerfallen. Teilweise sind es Tone, die ziemlich wenig und nur allerfeinstkörnigen Quarzstaub und feinste Glimmerschüppchen führen; teilweise sind es aber auch ziemlich stark sandige, häufig dolomitische Letten, deren Sandkorn etwa dem der Sandsteine entspricht; solche Letten sind an verschiedenen Orten ziemlich versteinungsreich (Fechingen-Landesgrenze, Wecklingen, Bubenhausen), meist schwach dolomitisch und haben gewöhnlich etwas flaserige Absonderung (Bubenhausen, Güdigen, Wecklingen, Fechingen). Ein größerer Karbonatgehalt wurde bei Tongesteinen dieser Zone nicht beobachtet.

Tongallen und Dolomitgerölle.¹⁾ — In den Dolomiten und Sandsteinen der Trochiten-Zone kommen ziemlich häufig Tongallen vor, die meist dolomitfrei, manchmal aber auch schwach dolomitisch sind. Dagegen scheinen Sandsteingerölle in meinem Gebiet vollständig zu fehlen; dies dürfte auch in Lothringen der Fall sein, denn ich fand sie im Schrifttum nicht angegeben. Dies deutet darauf hin, daß die Kornbindung und damit die Widerstandsfähigkeit in den sandigen Bänken des Oberen Buntsandsteins bei der Transgression des Wellengebirgsmeeres noch so gering war, daß die daraus gebildeten Rollstücke sofort in Sand zerfielen. Die Annahme, daß nirgends Buntsandstein- oder Wellengebirgsschichten aufgearbeitet wurden, die heute Sandsteine darstellen würden, erscheint mir unwahrscheinlich, zumal heute als Unterlage des Wellengebirges auch Sandsteine des Oberen Buntsandsteins beobachtet werden, und da tatsächlich Aufarbeitung des Untergrundes vorkam. Im Gegensatz zu den sandigen Schichten hielten aber die zähen Tone bei der Aufarbeitung zusammen und konnten als Tongallen eingebettet werden. Meist sind sie in den untersten Lagen vorhanden, fehlen aber auch nicht in höheren Lagen.

Viel seltener als Tongallen sind Gerölle aus etwas tonigem Dolomit, die meist nicht so dünn sind wie die Tongallen, sondern im Querschnitt mehr oder weniger rundlich bis ellipsoidisch erscheinen. Am meisten

¹⁾ Vgl. Aufarbeitung S. 5.

fielen sie mir in einer Lettenlage bei Zweibrücken-Bubenhausen auf, von wo sie auch REIS (1903) beschreibt, und dann noch NO. von Bottenbach, wo ich Stücke von $9 \times 8\frac{1}{2} \times 2\frac{1}{2}$ cm Größe fand.

Fossilführung der Trochiten-Zone. — Die Fossilbänke dieser Zone sind im frischen Zustand teilweise ziemlich stark, meist stärker dolomitisch als die meisten anderen festen Bänke. Sie sind im allgemeinen sehr dünn, nur wenige Zentimeter stark und manchmal außerordentlich reich an Trochiten und anderen Versteinerungen. Diese treten bei frischen, noch stark dolomitischen Gesteinen leicht im Querbruch in Erscheinung; denn die mehr oder weniger stark eisenschüssigen Dolomitschalen von schokoladenbrauner Farbe heben sich von dem hellgelblichen bis bräunlichgrauen Dolomit sehr deutlich ab. In solchen Fällen sind die Trochiten in spätiger Erhaltung vorhanden. Wenn man aber die Fossilbänke in verwittertem Zustande vorfindet, dann sind die Schalthiere nur mehr als Abdrücke bezw. Steinkerne erhalten; die Erhaltung der Trochiten entspricht folgender Schilderung SCHUMACHER's (Erl. Bl. Pfalzberg, 1902, S. 96): „... Vielfach ist bei der Verwitterung der Gesteine auch die späthige Kalkmasse der Trochiten ausgewittert und man hat alsdann nur noch die ihren Umrissen entsprechenden, oft von einem schwarzbraunen Mulm ausgefüllten oder auch nur leicht ausgekleideten Hohlräume vor sich, in deren Mitte sich nicht selten die Ausfüllungsmasse des axenständigen Nahrungskanals als äußerst dünnes Säulchen erhebt.“

Die Fossilanhäufung in diesen Bänken entstand durch Zusammenspülung von Schalen abgestorbener Tiere, d. h. sie stellen Taphrocoenosen dar. Denn mit Ausnahme von zwei doppelklappigen Stücken von *Terebratulula vulgaris* habe ich nur einklappige Stücke gefunden oder im Querbruch ein Durcheinander und Übereinander von einzelnen Schalen beobachtet. Die Trochiten sind im allgemeinen sehr klein. Stielglieder von mehr als 6—8 mm Durchmesser sind selten. Ganze Kronen wurden bisher nirgends beobachtet. Im Querschnitt erkennt man, daß die Muschelschalen schon größtenteils zerbrochen waren, so daß man fast von Bruchschill sprechen könnte. Dies alles weist auf Ablagerung in strömendem Wasser und bodenfremde Entstehung der Fossilbänke hin (vgl. v. FREYBERG, 1921). Ihr örtlich etwas größerer Artenreichtum wird wohl darauf zurückzuführen sein, daß Schalen von Muscheln verschiedener Lebensgemeinschaften an ein und denselben Stellen zusammengespült wurden.

Außer in den Bänken mit eigentlicher Anhäufung von Versteinerungen, die meist in der beschriebenen Fazies ausgebildet sind, kommen einzelne, teilweise übernormal große Muscheln (z. B. *Myophoria laevigata*) zerstreut in Tonsandsteinen vor, die man zunächst fast als fossil-leer bezeichnen möchte, da sie selten gleich ihre Versteinerungen verraten. Aber auf der anderen Seite geht HEIM (1910, S. 119) zu weit, wenn

er schreibt: „Der Fossilgehalt ist auf Tonsandsteine und Dolomite gleichmäßig verteilt.“

Ob die Versteinerungen in den Letten ebenfalls reine Taphrocoenosen darstellen, ist fraglich, da darin gelegentlich doppelklappige Muscheln gefunden werden.

In der Trochiten-Zone wurden von mir folgende Formen beobachtet (die mit * bezeichneten wurden in keinem der Trochiten-Bänke gefunden):

<i>Encrinus</i>	<i>Mytilus eduliformis</i> var. <i>praecursor</i> ?
„ <i>Pentacrinus</i> “ (Bottenbach und Fechingen) zu <i>Holocrinus</i> ?	<i>Myophoria vulgaris</i>
<i>Cidaris grandaeva</i>	<i>Myophoria laevigata</i>
<i>Lima lineata</i>	* <i>Myophoria transversa</i>
<i>Lima</i> cf. <i>striata</i>	<i>Myophoria elegans</i>
<i>Hoernesia socialis</i> var. <i>juni-ocularis</i> M. SCHMIDT	* <i>Myophoria curvirostris</i>
* <i>Gervilleia mytiloides</i>	<i>Pleuromya</i> cf. <i>fassaensis</i>
<i>Pecten discites</i>	Gastropoden
<i>Pecten laevigatus</i>	<i>Lingula</i>
<i>Pecten latestriatus</i> ?	<i>Coenothyris vulgaris</i>
<i>Enantiostreon difforme</i>	Knochenreste und Zähne
	Pflanzenreste.

Die *Lingula* wurde an verschiedenen Stellen beobachtet, die alle in unmittelbarer Nähe der Grenze mu/bs liegen (Höhrfroschen, Petersberg, Kröppen). (Dagegen konnte ich sie in der von HEIM angeführten Lage unter dem Hangenden der sandig-tonigen Schichten — das sind etwa 13—14 m über der mu/bs-Grenze — nirgends finden.)

Die *Terebratula (Dielasma) ecki* konnte ich nirgends beobachten, kann aber andererseits nicht behaupten, daß sie ganz fehlt, da sie mir entgangen sein könnte.

Terebratula (Coenothyris) vulgaris konnte ich in meinem Arbeitsgebiet nur am Bickenaschbacher Hof, W. von Hornbach, in zwei doppelklappigen Stücken sammeln.

Die *Spiriferina fragilis*, die aus Lothringen ziemlich häufig und durch HEIM von zwei Stellen in der Pfalz, nämlich unmittelbar unter bzw. über dem Grenzletten beschrieben ist, konnte ich in meinem Arbeitsgebiet nirgends in dieser Zone feststellen.

Gliederung der Trochiten-Zone. — Eine Gesetzmäßigkeit in dem Einzelaufbau der Trochiten-Zone läßt sich nicht nachweisen, sei es, weil zu wenige Aufschlüsse vorhanden sind oder, was mir wahrscheinlicher ist, daß die Zone infolge ihres starken faziellen Wechsels nicht mehr die Parallelisierung von feineren Unterzonen erlaubt. In Lothringen werden zwar zwei Trochiten-Bänke unterschieden, eine untere, die meist ganz in der Nähe des Grenzletten liegt, sich aber unter Umständen bis etwa 1 $\frac{1}{2}$ m darüber wiederholt. Dann folgt eine sehr versteinungsarme Zone, und von etwa 2 $\frac{1}{2}$ —3 m über dem Grenzletten sind wieder trochiten-

führende Fossileinschlaltungen vorhanden. Diese Einteilung ist sehr schematisch und stimmt auch für Lothringen nur in sehr beschränktem Maße. Es ergibt sich dies bei einem Vergleich der Einzelangaben von SCHUMACHER in den Erläuterungen zu den einzelnen Blättern der geologischen Spezialkarte; weiterhin folgt daraus, daß die Trochiten-Bänke ziemlich willkürlich ein- und aussetzende Linsen sind, die in den untersten 3—4 Metern am häufigsten sind, aber auch höher nicht fehlen (Petersberg [Profil 1], Nassenwald). Für das Gebiet von Zweibrücken hat schon HEIM (1910) das Fehlen einer durchgehenden „oberen Trochitenbank“ nachgewiesen. In der entsprechenden Höhe kommt allerdings gelegentlich ein Trochiten-Bänkchen vor; es läßt sich aber nie auf größere Entfernung hin verfolgen. Auch die Trochiten-Bänkchen des untersten Teils der Zone sind keine durchgehenden Horizonte, was schon aus der auf kurze Strecken wechselnden Zahl der Trochiten-Bänkchen und aus der Verschiedenheit ihres Abstandes von der Faziesgrenze und voneinander hervorgeht. Es dürfte sich demnach bei den Trochiten-Bänkchen nur um örtliche, mehr oder weniger faziell bedingte, Fossilinseln handeln, mit denen sich keine stratigraphische Gliederung durchführen läßt. Der Aufbau dieser Schichten an einzelnen Punkten ergibt sich aus den beigegebenen Profilen (Nr. 1—5).

Beneckeien-Lager. — Das von mir gefundene Beneckeien-Lager konnte ich bisher an sechs ziemlich weit auseinanderliegenden Stellen einwandfrei beobachten (vgl. Abb. 1 und 2):

1. Nieder-Auerbach (Grube der Ziegelei),
2. Ober-Auerbach (Heidenköpfchen),
3. Battweiler Höhe (750 m S. von Niederhausen),
4. S. von Bärenhütte, an dem Weg nach Windsberg,
5. 100 m NO. vom Heckenaschbacher Hof,
6. SO. von Hengstbach.

Der Abstand von der Buntsandsteinoberkante ließ sich bei 1., 3., 5., 6. auf 6—7 m bestimmen. Nur bei 2. schien er etwas geringer zu sein; doch zieht ganz in der Nähe dieses Punktes eine Verwerfung vorbei, welche vermutlich die scheinbare Unregelmäßigkeit hervorrief. Bei 4. konnte keine Messung vorgenommen werden.

Die Beneckeien liegen an allen Punkten in einem von den Mergeln darunter und darüber nicht unterscheidbaren grünrauen Mergel, der neben sehr viel kolloidalem Ton auch allerfeinsten Quarzstaub enthält. Die Mergel brechen zu unregelmäßigen, zunächst kantigen Stücken, die bei der Verwitterung ihre Kanten verlieren und teilweise in ganz kleinscherbige, dünne, ziemlich weiche Plättchen übergehen. An manchen Stellen sind die frischen Klufflächen durch Eisenoxydhydrat kakao- bis schokoladenbraun angelaufen.

Beim aufmerksamen Zerbrechen irgendeines größeren Mergelstückes wird man immer einzelne aus Brauneisen bestehende Steinkerne von

Beneckeia-Jugendformen finden, so daß man meist schon in kurzer Zeit eine ganze Menge Beneckeien sammeln kann. Neben den Beneckeien, die vorherrschen, kommen noch verhältnismäßig häufig spitzige, turmförmige Schnecken, eine *Worthenia* und nur selten ebenfalls vererzte Jugendformen von Muscheln vor. Ausgewachsene Muscheln beobachtete ich im Beneckeien-Lager bis jetzt nur in Nieder-Auerbach als ganz schwache Abdrücke; diese zerfallen bei der Verwitterung und werden daher meist nicht gefunden. Es sind Gervillien, Myaciten und *Myoconcha gastrochaena*.

Die Mächtigkeit des Beneckeien-Lagers ist sehr gering, nämlich nur $\frac{1}{2}$ — $\frac{3}{4}$ m. Darüber und darunter fehlen, soweit ich beobachten konnte, die Beneckeien durchaus. Dieser Horizont ist daher als Leithorizont außerordentlich günstig, und ich bin überzeugt, daß er sich auch im übrigen Gebiet nachweisen läßt. Ich möchte ihn daher als stratigraphische Lage zur Grenzziehung zwischen der liegenden Trochiten-Zone und den hangenden „Mergeligen Schichten“ benützen. Ich halte ihn auch für ein Äquivalent des rechtsrheinischen Beneckeien-Lagers (vgl. S. 54).

Schmutzigröte Lagen und ihre Bedeutung. — Etwa $\frac{1}{2}$ —1 m unter dem Beneckeien-Lager, und an einzelnen Stellen auch 3 m darüber, zieht eine dünne Lage von schmutzig-violetten Schieferletten bis Sandsteinschiefern durch. Ich hoffe, durch diese Lagebeziehung zwischen den Schieferletten und dem Beneckeien-Lager letzteres auch in den übrigen Gebieten leichter aufzufinden.

Das untere Bänkchen der violetten Schieferletten zieht nämlich, abgesehen von Ober-Auerbach, an sämtlichen Fundpunkten in gleichbleibendem Abstand unter dem Beneckeien-Lager durch und ist, wie folgende Tabelle zeigt, im gleichen Abstand von der bs-Grenze noch weiter nach Westen zu verfolgen. Der Abstand der schmutzig-violetten Sandsteinschiefer von der Grenze zwischen mu- und bs-Fazies beträgt bei:

Altheim	etwa 4,5—7 m
Hahnen (2,5 km ONO. von Blieskastel)	„ 6 m
Heckenaschbacher Hof	„ 6 m
Nieder-Auerbach	„ 6 m
Gestütter Höhe S. von Contwig	„ 6 m
Pottschütt NO. von Contwig	„ 6 m
Battweiler Höhe N. von Battweiler	„ 6 m
Einöder Dick bei Wattweiler	„ 6—8 m
Maßweiler	„ 6,5 m
Hahnen	„ 8 m
Hornbacher Berg, 2 km SO. von Blieskastel	„ 9 m
Stambach	?
Bärenhütte (2 m über Beneckeien-Lager)	?

Nach Süden nimmt die Zahl der schmutzig-violetten Schieferletten allerdings zu und dort ist dann eine sichere Entscheidung nicht mehr möglich, welches Bänkchen dem der Zweibrücker Gegend äquivalent ist.

Dort erscheinen z. B. — wie auch schon HÆIM erwähnt — bei Altheim zwischen 4,5—7 m immer wieder solche Lagen, die mit Sandsteinen und grauen Letten abwechseln. Auch vom „Einöder Dick“ erwähnt HÆIM (1910) in 6—8 m über dem Grenzletten violette Färbung, wobei er aber nicht angibt, ob in einer oder in mehreren Lagen; das erstere erscheint mir wahrscheinlicher, weil er von anderen Punkten derselben Aufzählung ausdrücklich das wiederholte Auftreten solcher Lagen betont. — Seine übrigen Beobachtungen violetter Einschaltungen beziehen sich auf tiefere Lagen etwa 3—5 m über der Grenze. Auch ich fand in dieser Höhe mehrere Male schmutzig-violette bis violettbraune Schichten; doch waren es meist gröberschichtige Tonsandsteine, die, wie auch REIS (1903) und HÆIM (1910) erwähnen, gelegentlich kugelig schalige Absonderung zeigen (z. B. Höheinöd und Zeselberg, ohne bestimmbaren Abstand von der Grenze, und Bubenhausen). Aus diesen schmutzig-violetten Schichten kannte HÆIM keine Versteinerungen, und auch ich habe nur an einer Stelle darin eine Gervilliide und einen Trochiten-Hohlkern gefunden.

Diese schmutzig-violetten Schichten kommen anscheinend in Lothringen in größerer Anzahl vor; denn dort werden solche Einschaltungen als häufig bezeichnet, und ganz im Süden erwähnt KRAUS (1921 und 1925) 10 m ausschließlich lilagefärbte Sandsteine als unterste Zone des Wellengebirges (= Trochiten-Zone + Mergelige Schichten). Ebenso, ja in noch höherem Maße, ist die Zunahme von schmutzigroten und teilweise sogar rein roten Zwischenschaltungen im Westen und Nordwesten vorhanden. Denn von Blatt Falkenberg steigen die roten und violetten Einschaltungen gegen Norden so sehr in noch höhere Horizonte auf, daß sie an einzelnen Stellen in die *Orbicularis*-Schichten hereinreichen und daß man andererseits infolge der häufig vorhandenen faziellen Gleichheit der Sandsteine mit denen des Voltziensandsteins als Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk nur die Unterkante des tiefsten beobachtenden Fossilvorkommens wählen kann.

Wie können wir uns die Entstehung dieser schmutzig-violetten Schichten vorstellen? — Dem Emporsteigen der schmutzig-violetten Schichten geht ein Emporsteigen rein roter Schichten, ebenso das Ansteigen der Sandsteinfazies und ein Rückgang der Gesamtmächtigkeit des Wellengebirges parallel. Die beiden letzteren Tatsachen sind nach allgemeiner Anschauung Anzeichen für die Annäherung an die Küste. Ich glaube auch, diese roten und violetten Einschaltungen in Beziehung zur alten Küstenlage bringen zu können. Ich vermute nämlich, daß die rötlichen Farbtöne auf terrestrisches Material von der Fazies des Oberen Buntsandsteins zurückzuführen ist; soweit dieses Material dann in das Meer eingeschwemmt wurde, erlitt es dort eine teilweise Reduktion oder wurde mit schon reduziertem Material vermischt, wodurch die schmutzig-violette Farbe entstand; dagegen könnten die rein roten Zwischenlagen auf zeitweilige Trockenlegung und kurze,

rein terrestrische Sedimentation hinweisen. Das spärliche Vorkommen schmutzig-violetter Lagen und das Fehlen rein roter Einschaltungen im Zweibrücker Gebiet spricht für etwas größere Entfernung vom damaligen Küstengebiet als bei den anderen Punkten, andererseits spricht das stratigraphisch verschieden hohe Emporreichen dieser Schichten in den verschiedenen Gebietsteilen für eine mit stetigen Oscillationen verbundene Verlegung des Küstengebietes nach Süden und Westen.

Die gleiche Auffassung hatte schon REIS (1903, S. 164) angedeutet, wenn er schreibt, daß „der linksrheinische Voltziensandstein in eine Fazies des Muschelkalks übergeht, welcher selbst ohne große Unterbrechungsanzeichen zuerst noch dolomitisch-sandig ist und erst in einer kleinen oberen Abteilung den Wellenkalktypus erreicht. Wir haben also bei noch andauernden Sandeinströmungen dann ein Vordringen mariner Bedingungen von Osten nach Westen“.

Aus den oben angeführten Beobachtungen läßt sich auch der Schluß ziehen, daß das Gebiet von Zweibrücken und Contwig die geringste Zufuhr von unmittelbar terrigenem Material erhielt; dies ist wohl nur bei etwas größerer Entfernung von der Küste erklärlich, wenn auch die Richtung der Meeresströmungen und die Beckenform wohl wesentlich bei der Verbreitung solcher Lockermassen beteiligt war (KRAUS [1921] nimmt z. B. starke Küstenversetzung an).

Nicht feststellen konnte ich, ob N. des Schwarzbach-Tales die Zahl und Mächtigkeit der schmutzig-violetten Lagen wieder zunimmt, da keine ausreichenden Aufschlüsse vorhanden sind. Bei Mörsbach konnte ich in der Grube der Ziegelei zwei derartige Lagen feststellen. Aus dem geringen Emporsteigen der terrestrischen Einschwemmungen ergibt sich, daß das Gebiet von Zweibrücken und Contwig wohl wahrscheinlich im tektonischen Beckentiefsten lag, da dort die „Transgression“ der Tonfazies zuerst einsetzte.

b) Die Mergeligen Schichten.

Die über dem Beneckeien-Lager folgenden Schichten sind im ganzen Arbeitsgebiet im wesentlichen mergelig ausgebildet (vgl. S. 22 f.). Daher wähle ich für sie im Gegensatz zu HEIM wieder den Namen von SCHUMACHER: „Mergelige Schichten“ in seiner vollen Bedeutung, nur mit dem Unterschied, daß wenigstens in einem Teil des Gebietes ein sicherer Basishorizont, das Beneckeien-Lager, vorhanden ist. Dieser Schichtenreihe entsprechen etwa die obere Hälfte der „sandig-tonigen Schichten“ und die „Hangenden Mergel“ von F. HEIM.

Petrographische Charakterisierung.

Mergel. — Die Mergeligen Schichten werden zum größten Teil von dolomitischen Mergeln gebildet, die im großen und ganzen gegen das Hangende zu stärker dolomitisch werden und fast im ganzen Gebiet dünn-

schieferig zerfallen. Zunächst brechen sie, wie im Beneckeien-Lager, in kantige, unregelmäßig geformte, meist krummflächige Stücke, und dann erst, beim Einsetzen der Verwitterung, in dünne, teilweise fast schiefer-tonähnliche Plättchen. In ihrer Ausbildung unterscheiden sie sich in keinem wesentlichen Punkte vom Beneckeien-Lager. Auch sie führen neben viel tonigem Material allerfeinsten Quarzstaub. Dieses ergab sich bei verschiedenen Schlämmprouben, die an Gesteinen dieser Zone und des Beneckeien-Lagers ausgeführt wurden.

Die Mergel sind in frischem Zustande gewöhnlich hell-grüngrau gefärbt; durch Verwitterung nehmen sie mehr oder weniger gelbbraune bis hellgelbliche Farbtöne an. Hellere, mehr gelbliche Farben entstehen bei Verwitterung der dolomitreicheren hangenden Lagen. Violette Farbtöne sind in unserem Gebiet ganz beschränkt, im Gegensatz zum Gebiet von Pfalzburg (Erl. z. Bl. Pfalzburg). Sie wurden beobachtet bei Mörsbach, Nieder-Auerbach und bei Rimschweiler (am Weg zum Alster-Wald), wo zwei unmittelbar übereinanderfolgende Lagen von grau-violetten Letten vorhanden sind.

Sandige Dolomite bis dolomitische Sandsteine. — Mit diesen Mergeln wechsellagern dünne Platten von dolomitischem Sandstein bis sandigem Dolomit. Sie sind gewöhnlich unter 10 cm mächtig und überschreiten kaum irgendwo 30 cm Dicke. Gegenüber den Mergeln treten sie stark zurück. SCHUMACHER (1890) gibt in den Erläuterungen zu Blatt Bitsch der geologischen Spezialkarte (1890) an, ihre Mächtigkeit betrage $\frac{1}{5}$ bis $\frac{1}{10}$ von der der Mergeligen Schichten. Auch in unserem Gebiet ist der Anteil dieser Schichten nicht größer (vgl. S. 23). Es ist also kein Anlaß vorhanden, eine andere Schichtengliederung aufzustellen, wie es HEIM (1910) vorschlägt. SCHUMACHER führt als Ergebnis der Kartierung in seinem lothringischen Arbeitsgebiet an, daß „die Sandsteinbänke in ihrer Horizontalerstreckung meist verhältnismäßig weit anzuhalten scheinen“. Ob das Gleiche von den festen Bänken meines Arbeitsgebietes auch zutrifft, wage ich nicht zu behaupten, da ich nirgends Aufschlüsse mit so großer Längserstreckung fand, um darüber auch nur einige Klarheit zu bekommen.

Es sind feinkörnige, hellbraune bis gelbliche, häufig fein braunpunktierte oder weniger regelmäßig braungefleckte dolomitische Sandsteine bis sandige Dolomite, deren Sandgehalt und Häufigkeit im allgemeinen nach oben zu abnimmt. Sie sind mehr oder weniger stark glimmerführend, daneben kommen noch, aber gegenüber den dolomitischen Sandsteinen sehr zurücktretend, einzelne dünne Tonsandsteinbänke von weißlich- bis braungrauer Farbe vor. SCHUMACHER erwähnt aus Lothringen (Bitsch) auch trübviolett gefärbte Tonsandsteine aus dieser Zone. In meinem Arbeitsgebiet kommen nur die oben erwähnten stark sandigen, schmutzig-violetten Schieferletten vor. — In diesen festen Bänken ist im Gegensatz zu den Bänken der Trochiten-Zone die Ver-

witterung, wohl wegen der einbettenden tonigen Schichten, gewöhnlich verhältnismäßig wenig fortgeschritten. Daher stellen sie im allgemeinen sehr widerstandsfähige Bänkchen dar, die aus den Mergeln herauswittern.

Abgesehen von diesen in wagrechter Erstreckung weitergehenden Dolomit- oder Dolomitsandsteinbänken kommen innerhalb der Mergeligen Schichten auch eigenartige, in wagrechter Richtung plötzlich abbreißende, ellipsoidische Dolomitsandsteinmassen vor, die an ein und demselben Ort etwa in gleicher Höhe liegen und die zwischen ganz normalen Mergeln der Zone eingebettet sind. So beobachtete ich bei Nieder-Auerbach 2,5—3,5 m über dem Beneckeien-Lager = 9—10 m über der Grenze, zwei etwa 0,5—0,75 m entfernte Zonen, die je eine ganze Reihe von Ellipsoiden von unregelmäßiger Größe und unregelmäßigem Abstand enthielten (vgl. Fig. 1, Taf. 1). Sie entsprechen durchaus den von DAUBRÉE erstmals geschilderten Ellipsoiden, die später wieder von SCHUMACHER, REIS und HEIM beobachtet und beschrieben wurden. Ich halte es für wahrscheinlich, daß sie durch subaquatische Rutschung und Faltung entstanden sind.

Fossilführung.

In den Mergeln: Die Fossilführung der „Mergeligen Schichten“ ist im allgemeinen sehr gering. Arm an Versteinerungen sind vor allem die Mergel; in diesen kann man nur selten Fossilien feststellen. Doch ist es mir nach den Beobachtungen von Nieder-Auerbach (s. S. 16) sehr zweifelhaft, ob die Versteinerungsarmut der mergeligen Schichten nicht wesentlich darauf beruht, daß die aus so leicht zerfallender Mergelmasse gebildeten Steinkerne bei der Verwitterung nicht erhaltungsfähig sind. Dafür scheint zu sprechen, daß an Stellen, wo eine für die Steinkernerhaltung günstigere, etwas mehr dolomitische oder schwach sandige Fazies vorliegt, öfters eine verhältnismäßig reichliche Fossilführung auftritt. So z. B. W. von Petersberg, an der scharfen Kurve unmittelbar am Ort, und rechts der Straße nach Höhmühlbach bei Kilometer 2. Hier beobachtete ich in hellgelben, sehr festen dolomitischen Mergeln:

<i>Cypricardia</i>	} in zwei- und einklappigen Stücken
<i>Unicardium rectangulare?</i>	
<i>Lima lineata</i>	
<i>Pleuromya</i> cf. <i>fassaensis</i>	
<i>Loxonema</i>	

Bei Blieskastel tritt daneben an der Alschbacher Ziegelhütte noch *Myophoria cardissoides*¹⁾ auf. Die Fauna besteht hier ausschließlich aus einklappigen Stücken, was auch SCHUMACHER aus Lothringen als

¹⁾ Dies ist das tiefste von mir beobachtete Vorkommen dieser Muschel, in 8—9 m über der Grenze gegen den Buntsandstein; auch SCHUMACHER erwähnt (1889, S. 128), daß das tiefste ihm bekannte Vorkommen in den Myaciten-Bänken sei.

Kennzeichen für die Versteinerungen dieser Zone angibt. Erwähnen möchte ich aus diesen Mergeln noch eine Fundstelle vom Hornbacher Berg SO. von Blieskastel. Dort fand ich 7 m unter der Haupt-Terebratelbank, also etwa 11—12 m über der mu/bs-Grenze, in etwas sandigen, dolomitischen Mergeln neben *Lima lineata*, *Pleuromya* cf. *fassaensis*, *Myophoria cardisoides*, *M. laevigata*, *M. vulgaris* und einzelnen Schnecken auch ein Stück von *Terebratula vulgaris*. Dieses Fossil ist auch in Lothringen vereinzelt aus den mergeligen Schichten bekannt.

In den festen Bänken: Die Fossilführung in den festen Bänken ist auf einzelne Lagen beschränkt, dort aber sehr reichlich. Es sind fast ausschließlich einzelne Schalen. Man muß demnach für diese Lagen bodenfremde Entstehung annehmen. Stark versteinerungsreiche Platten fand ich in meinem Arbeitsgebiet an verschiedenen Stellen. Beim Kartieren ließen sie sich aber sicher noch weit häufiger feststellen, da die Versteinerungen erst durch die Verwitterung leicht sichtbar werden und da man die losen Bänke viel häufiger findet als frische Anschnitte; daher ist auch die Feststellung etwa durchgehender Fossilbänke sehr schwierig. Unter den Fossilien dieser Bänke herrschen durchaus: *Pleuromya* cf. *fassaensis* und *Hoernesia socialis* var. *juncularis*. Häufig kommt noch vor *Lima lineata*, daneben meist ziemlich spärlich *Myophoria laevigata*, *Myophoria curvirostris*, *Gervilleia mytiloides*, *Pecten discites*, *Myoconcha gastrochaena*, Schnecken in mindestens 2—3 Arten und *Rhizocorallium jenense*.

Gesamt-Fossiliste. — Als Gesamt-Fossiliste ergibt sich für die Mergeligen Schichten:

<i>Terebratula vulgaris</i>	<i>Myophoria cardisoides</i>
<i>Lima lineata</i>	<i>Myophoria vulgaris</i>
<i>Gervilleia (Hoernesia) socialis</i>	<i>Myophoria curvirostris</i>
<i>Gervilleia (Hoernesia) socialis</i>	<i>Cypricardia</i>
var. <i>juncularis</i> M. SCHMIDT	<i>Unicardium rectangulare?</i>
<i>Gervilleia mytiloides</i>	<i>Pleuromya</i> cf. <i>fassaensis</i>
<i>Pecten discites</i>	Gastropoden, mindestens 2—3 Gattungen
<i>Myoconcha gastrochaena</i>	<i>Rhizocorallium jenense</i>
<i>Myophoria laevigata</i>	

Gliederung der Mergeligen Schichten.

Zur Gliederung der Mergeligen Schichten verwandte SCHUMACHER seine „Myaciten-Bänke“. Er sagt, sie liegen 11—12 m bzw. 6—7 m unter der Haupt-Terebratelbank, d. h. etwa 10 m bzw. 15 m über der bs-Oberkante. SCHUMACHER hält sie für Äquivalente der Thüringischen Schaumkalkbänke α und β . Genaue Angaben von Einzelfunden dieser Bänke sind bei ihm (1889 und Erl. d. geol. Spez.-K. von Elsaß-Lothringen) außerordentlich spärlich und die wenigen angegebenen Punkte stimmen teilweise nicht mit der angegebenen Lage überein. So gibt er z. B. (1889, S. 127) eine Myaciten-Bank in nur 3—4 m Abstand von der

Haupt-Terebratelbank an; ferner schreibt er den Fund von *Terebratula ecki* ungefähr der Höhenlage der Unteren Myaciten-Bank zu (1889, S. 129), obwohl er 12 m und nicht 10 m über der Grenze liegt. — VAN WERVECKE (Erl. Bl. Saargemünd, 1895) teilt mit, er habe die Myaciten-Bänke auf dem Gebiete dieses Blattes nicht beobachtet. — Auch HEIM (1910, S. 119) „ist es nicht gelungen, irgendwelche durchsetzende, genau charakterisierte Horizonte zu finden“. — Meine eigenen Beobachtungen dieser Fossilbänke geben ebenfalls kein klares Bild von deren Lage. Die zahlreichen Funde loser Platten konnten hierfür keinen Hinweis geben. Die allein verwertbaren Funde von Fossilplatten im geologischen Verbande ergaben folgende Werte für die Lage über der Grenze mu/bs bzw. unter der Haupt-Terebratelbank:

Ort	m über mu/bs	m unter H.-T.
Blieskastel, Hahnen	6 m	12,5 m
Ommersheim, Dalheimer Klamm	6 m	10,5 m
Battweiler Höhe	7,5 m	16,5 m
Blieskastel, Hahnen	8 m	10,5 m
NW. von Hornbach	8—10 m	12,5—10,5 m
SO. vom Hahnen b. Blieskastel .	12—14 m	6—4 m
SO. von Hornbach	14—16 m	6—4 m

Da man auch aus der Verteilung der Versteinerungen in diesen Bänken auf bodenfremde Entstehung schließen muß, ist es mir unwahrscheinlich, daß diese Bänke auf größere Entfernungen hin anhalten. Ich halte sie daher für ungeeignet zur Unterteilung der Mergeligen Schichten und zu stratigraphischen Vergleichen [vgl. FRANK (1928), VOLLRATH (1928) und S. 59 dieser Arbeit].

Über die Schichtenfolge der Mergeligen Schichten im einzelnen geben die Profile (Nr. 3—5) näheren Aufschluß.

Fazielles Verhalten der Mergeligen Schichten im Raum.

Innerhalb meines Arbeitsgebietes findet nur ein geringer Fazieswechsel dieser Zone statt. Es werden nämlich gegen Osten in Richtung auf Bärenhütte und Windsberg zu die Mergel viel karbonat-, d. h. dolomitreicher. Nach den Angaben von HEIM hatte ich ein starkes Ansteigen der Mächtigkeit der vorwiegend sandigen Schichten in nördlicher Richtung erwartet. Denn HEIM sagt: „Etwa die unteren zwei Drittel der Zone (nämlich der etwa 15—17 m mächtigen „sandig-tonigen Schichten“) bestehen im ganzen Gebiet überwiegend aus Sandsteinen und Dolomiten, gegen welche sandige Tone und Mergel ganz zurücktreten. Im Norden herrschen auch im oberen Drittel Dolomite und Sandsteine noch vor. Gegen Süden zu aber treten diese immer mehr zurück und Tone gewinnen langsam die Oberhand. Gleichzeitig mit diesem Mächtigerwerden der Tone ist in dem oberen Drittel der sandig-tonigen

Schichten eine ebenfalls von Norden nach Süden sich vollziehende petrographische Veränderung des weichen Materials zu konstatieren: die gelben, sandigen Mergel der größeren nördlichen Hälfte des Gebietes gehen gegen Altheim zu in grünliche Tone über.“ (HEIM 1910, S. 119 und S. 138): „Wir beobachten, daß im oberen Drittel unserer ‚Muschel-sandsteinfazies‘ die Dolomite und Sandsteine gegen Süden deutlich an Zahl abnehmen und dafür Mergel und Tone in gleichem Sinne an Mächtigkeit gewinnen.“

Aber obwohl ich mittels des Barometers und soweit möglich, mittels des Maßstabes an den verschiedensten Stellen meines Arbeitsgebietes Messungen anstellte, habe ich doch nirgends eine größere Mächtigkeit der vorwiegend Sandsteine führenden Zone gefunden als 6—7 m. Das heißt aber, daß die vorwiegend Sandstein führende Zone in Lothringen eher mächtiger (8 m) ist als in der Pfalz. Darüber herrschen durchaus Mergel und Tone vor, die von einzelnen sandigen Dolomiten oder dolomitischen Sandsteinbänkchen durchzogen werden. Diese sind im unteren Teil teilweise etwas reichlicher, doch immer in geringerer Gesamtmächtigkeit vorhanden als die Mergel. Auf Grund welcher Beobachtungen HEIM eine Abnahme der Dolomite und Sandsteine nach Süden zu angibt, weiß ich nicht; dies trifft aber nach meinen Beobachtungen nicht zu.

Mit dieser Feststellung fällt auch der Anhaltspunkt für das von KRAUS (1921 und 1925) gezeichnete Ausbiegen der Sandsteinmächtigkeitskurven nach Osten im Gebiete zwischen Saarbrücken und Zweibrücken.

Außerhalb meines Arbeitsgebietes tritt dagegen weiter im Süden und Westen ein sehr starker Fazieswechsel ein. Als Leithorizont dient hierbei die hangende Haupt-Terebratelbank (vgl. S. 25 f.). Nach beiden Richtungen steigt die Sandfazies an. Südlich von Pfalzburg wird sogar schon die untere Terebratel-Zone von sandigen Schichten gebildet. Die „Mergeligen Schichten“ sind hier im Gegensatz zu Wolmünster tonig-sandige Gesteine; diese haben häufig Einlagerungen von Sandsteinen und die im Norden herrschenden Mergel werden teilweise durch Tone vertreten; ferner ist diese Zone im Gegensatz zu Wolmünster und Zweibrücken vielfach trübviolett gefärbt. — Noch weiter im Süden, im Gebiet von Lunéville, ist die Sandfazies durchaus herrschend. KRAUS beobachtete hier etwa 10 m „lila, braun verwitternden Feinsandstein mit zahlreichen eingeschalteten Tonlagen und vielen Fossilien“. Diese Schichten liegen unter den wahrscheinlich der Terebratel-Zone + Wellenmergel entsprechenden mergeligen „Boiscoupée-Schichten“. Dies deutet auf eine Verminderung der Gesamtmächtigkeit der liegenden Wellengebirgsschichten nach Süden zu hin, parallelgehend mit der Zunahme des Sandgehalts und des wahrscheinlich unmittelbar terrigenen Materials, das die violetten Farbtöne hervorruft.

Ebenso verhalten sich die Schichten nach Westen zu. Schon auf

Blatt Falkenberg sind die gesamten Schichten bis zur Terebratel-Bank¹⁾ als Sandsteine mit vereinzelt Toneinschlüssen ausgebildet. Dagegen fehlen hier noch erhebliche Einschaltungen von rötlichgefärbten Schichten. Weiter im Westen und Norden setzen auch in dieser Zone derartige Schichten ein. Wir haben also als Äquivalente der Mergeligen Schichten der Pfalz und Nordost-Lothringens im Süden und Westen sandreiche Küstenfazies. Es verschob sich also die Zone der sandreichen küstennahen Fazies seit Ablagerung der Trochiten-Zone allmählich nach Süden und Westen und machte in meinem Arbeitsgebiet einer im wesentlichen mergeligen Ausbildung Platz („Transgression der Fazies“, KRAUS 1925).

Mächtigkeit des Unteren Wellengebirges.

Die Mächtigkeit der unteren Abteilung des Wellengebirges — Trochiten-Zone + Mergelige Schichten — schwankt in meinem Arbeitsgebiete ganz erheblich. Auf Grund von Angaben im Schrifttum und eigenen Beobachtungen ergibt sich für die Mächtigkeiten folgende Aufstellung:

10 m Lunéville		20 m Hornbacher Berg SO. von Blieskastel
11 m Forbach		20 m N. von Hornbach
13—13,5 m Güdingen		20 m SO. von Hornbach
13—14 m Fechingen		21 m Ohmbacher Klamm O. von Ixheim
15 m Bübingen		21 m NO. von Hornbach
15 m Falkenberg		21 m SO. von Mimbach
16,5 m Eschringen		22 m Riedelberg
18 m SW. vom Hahnen	} b. Blies- kastel	23 m Hausgiebel-Maßweiler
18—19 m N. vom Hahnen		23 m Bottenbach
18—19 m S. vom Hahnen		20—23 m Nordost-Lothringen (Erl. d. Spez.-Karte)
17—19 m Blieskastel-Wecklingen		24 m Ruppentaler Hof ONO. von Contwig

Dies zeigt, daß von der Gegend von Falkenberg die Mächtigkeit im großen und ganzen nach Osten bis Nordosten zunimmt, dagegen bleiben von Zweibrücken nach Süden zu bis Pfalzburg die Werte annähernd gleich. Noch weiter im Süden fehlen sichere Angaben, da dort nach den Beobachtungen von KRAUS die Terebratel-Zone nicht mehr sicher bestimmt werden kann. Allerdings ist die Deutung der „Boiscoupée-Schichten“ als Äquivalente der Terebratel-Zone und der Wellenmergel einigermaßen wahrscheinlich. Dann würde bis in diese Gegend die Mächtigkeit auf etwa 10 m sinken. Auf die Frage, wie die Verschiedenheit der Mächtigkeit gedeutet werden kann, komme ich noch S. 55 f. zu sprechen.

c) Die Terebratel-Zone.

Die Terebratel-Zone wird von SCHUMACHER in drei Hauptabschnitte eingeteilt: nämlich die liegende Haupt-Terebratelbank, die hangende

¹⁾ Mit einiger Wahrscheinlichkeit wird von SCHUMACHER die von G. MEYER beobachtete Trochiten-Bank mit der Terebratel-Bank parallelisiert; doch ist dies natürlich nicht als unbedingt richtig zu erweisen (Erl. Bl. Falkenberg, 1897, S. 42).

Zone der Oberen Terebratel-Bänke und die dazwischen liegenden schieferigen Mergel.

Haupt-Terebratelbank.

Beschreibung der Gesteine. — Die Haupt-Terebratelbank verändert ihre Fazies im Bereiche des linksrheinischen Wellengebirges ziemlich beträchtlich. In dem Gebiete zwischen Saarbrücken und Seelbach stellt sie eine in gewissen Teilen mit Terebrateln gespickte Zone dar, z. B. bei Güdingen, Fechingen, am Neumühler Hof, bei Ormesheim, in der Dalheimer Klamm bei Heckendalheim, bei Ommersheim und bei Seelbach. Wie aus den Profilen hervorgeht, kommen in der Haupt-Terebratelbank mehrere Ausbildungen nebeneinander vor, nämlich:

1. kristalline, ziemlich ebenbankige Dolomite. Diese treten im Saarbrücker Gebiet verhältnismäßig stark zurück gegenüber
2. mehr flaserigen, etwas tonig anwitternden, im Innern ziemlich feinkristallinen, grauen Dolomiten. Daneben treten
3. Zwischenlagerungen von meist stark dolomitischen Mergeln oder mergeligen Dolomiten auf, in denen teils reichlich, teils fast gar keine Terebrateln vorkommen.

Die Dolomite sind meist weißgrau und mehr oder weniger grobkörnig; sie wittern großenteils rostig an. Denn sie enthalten Eisen- und teilweise Manganverbindungen, die sich durch kakaobraune Färbung gewöhnlich in den eingebetteten Schalenresten besonders deutlich zeigen. Stellenweise sind sie durch Einschaltung von mergeligen Dolomiten oder dolomitischen Mergeln etwas grobschieferig abgeteilt. Häufig tritt linsenartig in den Dolomitbänken eine dichte, gelbliche bis grüne, leicht mergelige Dolomitmasse auf, oft ohne scharfe Grenze gegen den eigentlichen Dolomit. Vermutlich ist sie durch örtliche Verwitterung aus dem Dolomit entstanden. — In ganz frischem Zustand trifft man die Dolomite sehr selten, z. B. NO. von Benschelbach. Sie stellen dann körnige, ziemlich dunkelgraue Gesteine dar, die zahlreiche Schalenquerschnitte führen, welche aus ganz weißem Dolomit bestehen.

In der Gegend von Ommersheim und Seelbach sind Terebratelführung und Mächtigkeit (vgl. Tab. S. 31) am größten, letztere wohl infolge der zwischengeschalteten mergeligen Schichten. Nach Südosten und Osten zu treten die zwischen den Dolomitbänken eingeschalteten Mergel mehr oder weniger stark zurück. Am Welsch-Berg N. von Böckweiler und an anderen Punkten fehlen sie überhaupt ganz. Die Ausbildung als grobkristalline Dolomite ist nach Osten zu herrschend etwa bis zum Hornbach-Tal, und von Süden her überschreitet sie etwas die Linie Hornbach—Dietrichingen—Riedelberg. — Von diesen beiden Linien an tritt die grobkristalline Fazies nach Norden und Osten zurück und es beginnt ein unebenschichtiger, sehr feinkörniger, an Terebrateln armer bis Terebratel-freier, hellgrauer, gelb und mehlig anwitternder Dolomit mit

örtlich stark knaueriger Struktur etwa die Stelle der Haupt-Terebratelbank einzunehmen, z. B. bei Bärenhütte und am Hausgiebel (W. von Maßweiler), wo er 23—24 m über der Grenze mu/bs liegt.

Diese festen, unebenflächigen Dolomitbänke geben, wenn sie keine Terebrateln führen, nur Anhaltspunkte für den Beginn der Terebratel-Zone. Dafür spricht:

1. die Gleichheit ihres Abstandes von den Oberen Terebratel-Bänken¹⁾, nämlich 5—6 m;
2. das gelegentliche Vorkommen von etwas gröberkristallinen Dolomiten in der gleichen Höhenlage, die manchmal noch spärlich Terebrateln führen, oder aber wenigstens in der Ausbildung sehr stark an den Typus der Bank erinnern (derartige Vorkommen scheinen örtlich sehr beschränkt zu sein; z. B. W. von Maßweiler);
3. das Einsetzen einer, wenn auch meist sehr schwachen Terebratelführung in den darüber liegenden dolomitischen Mergeln;
4. daß die hohe Lage von etwa 23 m über der Grenze mu/bs eine Zugehörigkeit zu den Mergeligen Schichten beinahe ausschließt.

Wenn man derartige Bänke stratigraphisch verwerten will, muß man aber sehr vorsichtig sein und man darf nicht nur auf ein Merkmal seine Bestimmung stützen; denn solche Bänke sind sicher nicht im strengen Sinne beständig, und es treten gelegentlich gerade im Nordost-Gebiet auch in den „Mergeligen Schichten“ ganz ähnliche Lagen auf.

An der Battweiler Höhe (am Weg nach Schmittshausen) scheint die Haupt-Terebratelbank durch eine ganz ähnliche, feinkörnige bis dichte, grobflaserige, widerstandsfähige Dolomitbank dargestellt zu werden, die gepflastert ist mit *Myophoria cardissoides* und *Gerவில்leia socialis*; daneben kommen noch *Lima lineata*, Myaciten und *Loxonema* vor. Der entscheidende Grund, dieses Fossilbänkchen vom Osten der Battweiler Höhe der Haupt-Terebratelbank zuzuteilen, ist für mich der 5—6 m betragende Abstand von einer Terebratel-Bank, die wohl sicher die Obere Terebratelbank darstellt. Auffälligerweise wird die fragliche Haupt-Terebratelbank von einer wurstelig-knolligen Dolomitbank überlagert, wie ich sie am „Hausgiebel“ bei Maßweiler als Hangendes einer echten Haupt-Terebratelbank gesehen habe.

Es wird niemand bezweifeln, daß die Haupt-Terebratelbank einen stratigraphischen Horizont darstellt, wenn auch ihr Abstand von der mu/bs-Grenze von Süden und Westen her nach Nordosten zunimmt; denn sie wird in etwa gleichbleibendem Abstand von der Zone der Oberen Terebratel-Bänke überlagert (vgl. Tab. S. 31 und Abb. 1); auch ihr Faziesverhalten gestattet diese Annahme.

¹⁾ Diese sind auf Grund ihres Abstandes von der *Pentacrinus*-Bank oder den verschiedenen Schaumkalkbänken gut nachzuweisen.

Fossilführung. — In der Haupt-Terebratelbank überwiegen im Saar-gebiet und in der Pfalz, wie in Lothringen, meist die Terebrateln so sehr über die anderen Fossilien, daß von diesen kaum etwas beobachtet wird. Allerdings tritt, wie ich schon anführte, die *Terebratula vulgaris* nach Osten und Nordosten, sehr stark zurück. Auch HEMM erwähnt, daß die Haupt-Terebratelbank im Zweibrücker Gebiet nicht mehr wie in Lothringen diesen Namen verdiene, da die Terebratelführung in ihr verhältnismäßig schwach sei. Die wenigen anderen Versteinerungen sind meist Trochiten und *Lima lineata*, die noch ziemlich häufig vorkommen. Seltener dagegen sind *Loxonema*, *Gervilleia socialis*, *Myophoria cardissoides* und Myaciten; nur S. von Bärenhütte beobachtete ich einen *Nautilus*. An einzelnen Punkten (z. B. NO. und O. von Wecklingen) treten zum mindesten in einem Teil der Bänke die Trochiten so sehr gegenüber den Terebrateln in den Vordergrund, daß man von Trochiten-Bänkchen sprechen könnte, doch scheinen in der Haupt-Terebratelbank derartige Bänkchen nur örtlich aufzutreten. Auch SCHUMACHER erwähnt die Häufigkeit der Trochiten in der Haupt-Terebratelbank von der Pfalzbürger Gegend.

Die Terebrateln sind meist doppelklappig, wie man an Querschnitten und an den ausgewitterten Steinkernen erkennt. Auch hier zeigen die Schalenquerschnitte in den vielfach angewitterten Bänken schokoladebraune Färbung durch Eisenverbindungen.

Die Terebrateln sind in der Haupt-Terebratelbank meist als Steinkerne enthalten; in den mergeligen Lagen sind die Terebratelsteinkerne in der Regel sehr stark zerdrückt, während sie in den festen Bänken gewöhnlich ihre Form recht gut bewahrt haben. Stellenweise kommen in den festen Bänken Hohlräume vor, die teils glatte Wände zeigen, teils mit Calcit oder Dolomit mehr oder weniger stark austapeziert oder angefüllt sind. Beim genauen Betrachten der glattwandigen Hohlräume zeigt sich, daß sie unversehrte Abbilder von Terebrateln darstellen, von denen sich leicht Abgüsse herstellen lassen. Auch SCHUMACHER beschreibt schon diese Art der Erhaltung.

Die stratigraphische Bedeutung des Rückgangs der Terebrateln nach Osten. — Die oben (S. 27) dargestellte Abnahme der Terebratelführung in der Haupt-Terebratelbank nach Osten hin halte ich für wichtig. Denn es scheint, als ob dieser Rückgang sich noch weiter nach Osten fortsetze. In den Erläuterungen zu Blatt Niederbronn wird nämlich aus den unteren Teilen der Terebratel-Zone die *Terebratula* nicht erwähnt und in den Erläuterungen zu Blatt Lembach wird als Haupt-Terebratelbank ein grobkörniger Dolomit mit Mergelzwischenlagen angegeben, der nur einzelne Terebrateln führt; an einer Stelle werden sie nicht einmal erwähnt.

Weiter im Osten bzw. im Südosten kommen wir in das Gebiet der Mosbacher Fazies, wo überhaupt keine durch *Terebratula vulgaris* be-

stimmte Zone vorhanden ist, und in das der Freudenstädter Fazies, wo nur eine Zone von etwa 2,5 m reich an ihr ist. Dieses Freudenstädter Terebratel-Hauptlager setzten F. HEIM und nach ihm VOLLRATH (1924) auf Grund allerdings anfechtbarer stratigraphischer Schlußfolgerungen unserer Zone der Oberen Terebratel-Bänke gleich. Durch die Beobachtung eines allmählichen Zurückgehens der Terebratelführung in der Haupt-Terebratelbank nach Osten zu erhält diese Deutung und Parallelisierung eine gewisse Stütze, zumal in den Oberen Terebratel-Bänken im ganzen Arbeitsgebiet die Fossilführung ziemlich gleich bleibt. (Näheres über die Möglichkeit einer Parallelisierung siehe S. 59 ff.)

Die Mergel über der Haupt-Terebratelbank.

Beschreibung ihrer Ausbildung. — Die Mergel¹⁾ über der Haupt-Terebratelbank sind im großen und ganzen bis zum Einsetzen der obersten Terebratel-Bänke nur von ganz dünnen Dolomitbänkchen durchzogen, an vielen Stellen fehlen diese vollständig; soweit sie vorhanden sind, gleichen sie im wesentlichen der Haupt-Terebratelbank. — Es sind meist dünnschieferige, dolomitische Mergel, die bald mehr, bald weniger stark dolomitisch sind. Sie zerfallen bei der Verwitterung in kleine, ganz dünne, teils mehr oder weniger feste, meist aber weiche, etwas scherbige Plättchen von einigen Quadratzentimetern Fläche.

In diesen dünnschieferigen, größtenteils weichen Mergeln, kommen an einzelnen Stellen noch ziemlich feste und gegen Verwitterung ziemlich widerstandsfähige graugrüne, manchmal sehr feinsandige Mergelschiefer vor, die einen größeren oder kleineren Teil der Schichtmächtigkeit zwischen der Haupt- und den Oberen Terebratel-Bänken einnehmen können. Ich habe sie am Stausteiner Hof (SW. von Pirmasens) in etwa 3 m Mächtigkeit beobachtet, geringer mächtig waren sie bei Brenschelbach und S. von Hengstbach. HEIM erwähnt sie ebenfalls nur als örtlich beschränkte Vorkommen N. von Hengstbach. — Außerdem kommen an einzelnen Punkten (z. B. O. von Ommersheim und NO. von Seelbach) in den Mergeln schon Dolomitbänkchen vor, die denen der Oberen Terebratel-Bänke gleichen.

Fossilführung. — Im Gebiet von Fechingen (z. B. am Hasen-Berg) führt diese Mergelzone in ihrem unteren Teil reichlich Terebrateln, daneben Trochiten und Myaciten. Dagegen sind weiter im Osten schon bei Ommersheim und Seelbach die tieferen Teile der Mergelzone fossilärmer, die höheren dagegen etwas fossilreicher als bei Fechingen. So haben die Mergel z. B. bei Seelbach den größten Reichtum an Tere-

¹⁾ Bei der Beurteilung des Karbonat-, in diesem Falle Dolomitgehaltes im Gelände, ist man sehr stark Täuschungen ausgesetzt, da 1. bei der Verwitterung der Karbonatgehalt sich ändert, und 2. dieselben Mergel im bergfeuchten Zustand infolge schwächerer Kornbindung viel weniger stark karbonatisch erscheinen, als wenn sie durch die Sonne trocken gebrannt und ganz fest geworden sind.

brateln in ihrem oberen Teil. Von hier ab nach Osten zu scheint die Fossilführung der Mergel immer in den oberen Teilen der Mergelzone reicher zu sein. Die Fauna dieser Mergel ist auch im ganzen Gebiet arten- und individuenreich. Stellenweise ist darin sehr häufig die *Myophoriopsis gregaria*; außerdem treten auf: *Myacyten*, *Cypricardia*, *Gervilleia socialis*, *Pecten*, *Nucula*, *Myophoria cardissoides* und *Lima lineata*.¹⁾ Die *Terebratula vulgaris* kommt gewöhnlich vor, doch tritt sie gegenüber den anderen Formen an Zahl häufig nicht hervor. Außer diesen Fossilien wurden noch öfters Schneckenreste verschiedener Gattungen, dann *Nautilus* und an einer Stelle (Bärenhütte) auf einer *Lima lineata* die *Spirorbis valvata* in einer ganzen Reihe von Individuen beobachtet.

Zone der Oberen Terebratel-Bänke.

Über diesen meist dünn-schichtigen Mergeln folgt die Zone der Oberen Terebratel-Bänke, die im ganzen Gebiete vorkommt.

Gesteinsausbildung. — Die Oberen Terebratel-Bänke sind gewöhnlich nur dünne Platten von höchstens 10—12 cm Dicke; sie sind sehr widerstandsfähig und bestehen meist aus einem grauen, klein- bis mittelkörnigem, mehr oder weniger sandigem Dolomit, der stellenweise grobkörnig wird und bei der Verwitterung zum Teil Rostflecken zeigt wie bei der Haupt-Terebratelbank; oft enthält er zahlreiche Trochiten und ziemlich viele Terebrateln.

Nach den Angaben im Schrifttum und nach eigenen Beobachtungen weisen die Platten aber teilweise schon auf ziemlich kurze Entfernung verschiedene Ausbildung auf. Dies läßt sich aber wohl weniger auf ursprünglich verschiedene Ablagerung als auf den Grad der Verwitterung zurückführen. Denn wie übereinstimmend angegeben wird, zeichnen sich die Oberen Terebratel-Bänke meist durch einen mehr oder weniger großen Sandgehalt aus, der in teils fein-, teils gröberkristallinem Dolomit enthalten ist. Die Verwitterung arbeitete nun je nach der Zeit, die ihr zur Verfügung stand, immer mehr den Sandgehalt heraus, so daß teilweise die beiden Ausbildungen zueinander nur im Verhältnis des Anfangs- und Endstadiums der Verwitterung stehen. Zweifellos sind auch ursprüngliche Verschiedenheiten in den Bänken vorhanden, deren Bedeutung aber schlecht beurteilt werden kann.

An manchen Stellen läßt sich wohl infolge der Ungunst der Aufschlüsse nur ein Terebratel-Bänkchen nachweisen; an anderen Stellen aber steigt die Zahl der in nur geringem Abstände voneinander liegenden Bänkchen bis auf fünf. Dazwischen liegen Mergel, die den Mergeln

¹⁾ Diese kommt ziemlich häufig in doppelklappigen Stücken vor, die gelegentlich noch Brut auf der Area sitzen haben. Wenn man die doppelklappigen Stücke im Anstehenden findet, so liegt immer die Area nach unten; dies ist demnach die Lebensstellung gewesen. — Die Muscheln sind hier größtenteils in doppelklappigen Stücken vorhanden.

zwischen Haupt-Terebratelbank und den Oberen Terebratel-Bänken gleich sind.

Mächtigkeit und stratigraphische Stellung der Oberen Terebratel-Bänke. — Die Mächtigkeit der Zone schwankt infolge der verschiedenen Zahl der einbezogenen Bänkchen ziemlich stark und steigt bis auf 2 m. Es scheint, als ob die Stellen, an denen SCHUMACHER nur Einzelbänkchen von 0,1 m anführt, schlecht aufgeschlossen gewesen waren. Ich fand wenigstens an allen etwas besser aufgeschlossenen Stellen mehrere Bänkchen.

Daß beim Vorkommen mehrerer so dünner Bänkchen sich für das einzelne Bänkchen keine unbedingte Konstanz nachweisen läßt, haben schon SCHUMACHER und HEIM betont. Letzterer wies an Hand zweier Profilpaare vom Hahnen bei Webenheim und von Hengstbach darauf hin und zeigte, daß die Terebratelführung bei einem der Bänkchen in einem Profil noch vorhanden ist; im andern dagegen besteht wohl noch ein der Lage nach entsprechendes, aber terebratelfreies Bänkchen. Man kann daher nicht von einem Bänkchen als der Oberen Terebratel-Bank sprechen, sondern man muß die ganze Zone von Terebratel-Bänkchen als Gesamtheit zusammenfassen, wie schon SCHUMACHER und HEIM es getan haben. Aber es ist auch hier schwierig, zu sagen, wo man die Ober- und Untergrenze annehmen soll, da ja die Terebrateln in den verschiedenen Profilen in einer verschiedenen Anzahl von Bänkchen vorkommen, die bald etwas höher, bald weniger hoch über der Haupt-Terebratelbank liegen. Daß die Oberen Terebratel-Bänke weder zeitlich ganz einheitlich einsetzen, noch gleichzeitig aussetzen, ergibt folgende Aufstellung, die nach sinkender Gesamtmächtigkeit der Terebratel-Zone geordnet ist.

Sehr bemerkenswert ist das Verhalten der Mergel über der Haupt-Terebratelbank. Sie schrumpfen zusammen, wenn die Haupt-Terebratelbank oder die Oberen Terebratel-Bänke besonders anschwellen (z. B. in der Schlanglinger Klamm, bei Lembach, bei der Eppinger Mühle, bei Seelbach und Ormersweiler). Dies zeigt, daß die Haupt-Terebratelbank an gewissen Stellen länger abgelagert wurde als an anderen, und daß das Einsetzen der Oberen Terebratel-Bänke nicht unbedingt gleichzeitig erfolgte.

Ferner zeigt diese Aufstellung aber auch, daß die Sedimentationsdauer der gesamten Terebratel-Zone wahrscheinlich nicht überall gleich war. Es ist nämlich geradezu überraschend, wie gesetzmäßig die Mächtigkeit der Wellenmergel ansteigt, sobald die der Terebratel-Zone sinkt. Voraussetzung für diese Schlußfolgerung ist natürlich eine feste obere Bezugsebene, die zunächst mit SCHUMACHER und HEIM in der *Pentacrinus*-Bank erblickt wurde. Ob aber diese Voraussetzung tatsächlich richtig ist, scheint mir nicht einwandfrei nachweisbar zu sein (vgl. S. 61).

Ort	Mächtigkeiten in Metern					
	HTB ¹⁾	M. ü. HTB ¹⁾	OTB ¹⁾	Ges. TZ ¹⁾	WM ¹⁾	WM+TZ ¹⁾
Schlanglinger Klamm (Erl. Bl. Wolmünster) . . .	1,0	5,3	1,7	8,0	1,1 + 5	14,1
Lembach (Erl. Bl. Lembach)	1,0	5	2,0	8,0	—	—
S. von Altheim	0,45	6,5	0,8	7,75	5	12,75
Wecklingen, SW. von Blieskastel	0,6	5—6	1,4	7—8	—	—
W. von Maßweiler	0,3	6—7	0,5	7,25	—	—
Hahnen, SO. von Blieskastel	0,6	5—6	1,1	7,25	6,5	13,75
NO. von der Eppinger Mühle (Erl. Bl. Bliesbrücken Prof. 2)	0,7	4,7	1,7	7,1	8,4	15,5
N. von Wolfersheim . . .	0,8—1	6	0,1	7	—	—
Welsch-Berg bei Böckweiler	0,6	6	0,3	6,9	—	—
O. von Ommersheim . . .	0,8—1	5—6	?	6,5+?	—	—
NO. von Seelbach	1,3—1,4	4,0—4,1	1,1	6,4	—	—
S. von Hengstbach	0,1+?	5	1,2	6,3	8	14,3
W. von Ixheim	0,4	5—6	0,2+?	6+?	—	—
NO. von Ormersweiler (Erl. Wolmünster)	0,3	4,3	1,5	6,1	7	13,1
Bliesbrücken (Erl. S. 9f.) .	0,3—0,5	5—6	0,2	6	3+6	15
WNW. vom Sänger-Bg. N. von Wolmünster (Erl. Bl. Wolmünster Prof. 9).	0,3	5,6	0,1	6,0	—	—
Nußweiler (Erl. Bl. Wolmünster Prof. 7)	0,3	5,1	0,1	5,4	3+7,1	15,5

- 1) HTB = Haupt-Terebratel-Bank.
M. ü. HTB = Mergel über der HTB.
OTB = Obere Terebratel-Bänke.
Ges. TZ = Gesamt-Terebratelzone.
WM = Wellenmergel.

Trotz dieser Erkenntnis, daß die Oberen Terebratel-Bänke zeitlich nicht unbedingt einheitlich sind, kann von ihrer Verwertung als stratigraphischer Horizont nicht abgesehen werden, da diese Bänke gleichmäßig im größten Teil des linksrheinischen Wellengebirges vorhanden sind, und da die *Pentacrinus*-Bank, der nächsthöhere Horizont, gewöhnlich sehr schwer festzustellen und vielleicht zeitlich ebensowenig einheitlich ist wie die Oberen Terebratel-Bänke. — Die allgemeine Verbreitung der Oberen Terebratel-Bänke veranlaßt mich auch, die Terebratel-Zone mit deren oberstem Bänkchen abzuschließen, zumal mit ihnen auch die Terebrateln wirklich verschwinden. Nur ganz vereinzelt kommen nach SCHUMACHER noch Terebrateln etwa 3 m über den Oberen Terebratel-

Bänken vor, die augenscheinlich dem Horizonte des Gervillien-Myacitenbänkchen angehören (SCHUMACHER, 1889, S. 136). Der Altersunterschied der obersten Terebratel-Bänkchen ist auch wohl nicht sehr groß (vgl. Abb. 1).

Fossilführung. — Die Fossilführung innerhalb der Mergel, die zwischen den Oberen Terebratel-Bänken liegen, ist stellenweise sehr erheblich; z. B. sind bei Seelbach diese Mergel in ihrer gesamten Mächtigkeit mit Terebrateln gespickt, so daß man sie mehr oder weniger ausgeschlämmt zu Tausenden auf den abgespülten Flächen der Mergelgrube sammeln könnte. Andere Fossilien sind darin, wie auch HEIM erwähnt, ziemlich selten.

Die Oberen Terebratel-Bänke selbst enthalten im allgemeinen eine Fauna von ziemlich mäßiger Individuenzahl, die aber über das ganze Arbeitsgebiet hin ziemlich ähnlich bleibt. Die Fossilführung ist daher etwa vom Westrand bis zur Gegend von Zweibrücken in der Haupt-Terebratelbank größer als in der Oberen. Von dort nach Osten zu überwiegt die Individuenzahl der Fossilien in den oberen Bänken. Die Anzahl der Arten ist aber in der Zone der Oberen Terebratel-Bänke über das ganze Gebiet hin größer als in der Haupt-Terebratelbank. Während nämlich diese fast nur Terebrateln enthält, ist in jener eine stark gemischte Fauna vorhanden, in der bald diese, bald jene Art überwiegt. Neben den Terebrateln sind reichlich vorhanden Trochiten, *Hoernesia socialis*, Myaciten, *Loxonema*, *Lima striata* und *lineata*, *Myophoriopsis*, *Myophoria cardissoides*, *Cypricardia*, nicht selten sind *Nautilus*, Spondyliden, Fischschuppen und Knochenreste. Dagegen traf ich die *Spiriferina fragilis* nur an einer Stelle (SSO. von Altheim). Die schönsten Fossilplatten, die ich aus dieser Zone kenne, stammen vom Schneckenhübel bei Nieder-Auerbach.

Faziesverteilung der ganzen Terebratel-Zone.

Bei einem Vergleich der Ausbildung der Terebratel-Zone in den verschiedenen Teilen der Pfalz und Lothringens ergibt sich, daß die Haupt-Terebratelbank und besonders die darüber liegenden Mergel nach Süden zu (im Bereiche des Blattes Pfalzburg der geol. Spezial-Karte) in eine an Dolomitensandsteinen bzw. sandigen Dolomiten ziemlich reiche Zone übergehen. Diese führt nur auffallend wenige Terebrateln, dagegen verhältnismäßig reichlich Trochiten, so daß man besser von Trochiten-Bänken spräche. — Dasselbe ist der Fall im Westen und Nordwesten; auf Blatt Falkenberg wurde das schon erwähnte Trochiten-Bänkchen als Äquivalent der Haupt-Terebratelbank betrachtet. Darüber liegen dort mergelige Schichten, in denen bunte Färbungen vorkommen; Terebrateln wurden nie gefunden. In dem nördlich anschließenden Blatte Lubeln wird die Terebratel-Zone + Wellenmergel vielleicht noch durch eine im Süden 10 m mächtige Zone von

bunten, sandigen Mergeln mit eingelagerten Dolomit- und Sandsteinbänken angedeutet. Im nördlichen Teile dieses Blattes sind jedoch diese Mergel fast ganz verschwunden und haben einer durchaus sandigen Ausbildung mit vereinzelt Dolomitbänken Platz gemacht. Das gesamte Liegende wird in beiden Fällen vorherrschend von Sandstein gebildet. Am Südrande der Ardennen wurde die *Terebratula vulgaris* von GOERTZ (1915) an verschiedenen Punkten beobachtet; es läßt sich aber nicht feststellen, ob hier Äquivalente unserer Terebratel-Zone oder tiefere Schichten vorliegen.

Wie die Faziesverteilung nach Osten zu ist, wissen wir nicht, insbesondere nicht, wo die Grenze zwischen der kalkigen Fazies des Heidelberg-Mosbacher Gebietes und der dolomitisch-mergeligen Fazies der Pfalz und Lothringen verläuft. Nur eine Andeutung von Bedeutung konnte ich im Schrifttum entdecken. In den Erläuterungen zu Blatt Weißenburg werden nämlich innerhalb der Terebratel-Zone Tone und Mergel mit *Gervilleia socialis* und „höherliegende Knollenkalke und Mergel mit *Terebratula vulgaris*“ erwähnt. Es scheint demnach, daß in diesem Gebiet der Faziesübergang zwischen der Kalkfazies des Ostens und der Dolomitfazies des Westens stattfindet.

d) Die Wellenmergel.

Über der Terebratel-Zone folgen zunächst stark dolomitische, gewöhnlich grünlichgelbe bis gelbgraue Mergel, die nach oben im allgemeinen unmerklich in dünngeschichtete Dolomite übergehen, so daß die Grenze dort unscharf ist, sobald die *Pentacrinus*-Bank fehlt oder nicht aufgeschlossen ist. Diese Mergel erscheinen zunächst infolge ihres hohen Tongehaltes noch dicht, werden dann aber nach oben mit sinkendem Tongehalt immer mehr feinkristallin.

Fossilführung. — Diese Mergelzone ist in ihrem unteren Teil gewöhnlich noch ziemlich stark fossilführend; doch sinkt nach oben zu der Fossilgehalt ziemlich rasch. Es herrschen durchaus Gervillien und Myaciten, die teilweise in sehr großer Menge auftreten. Daneben kommen einzelne Trochiten vor, *Lima lineata*, und *L. striata*, auch verschiedene Gastropoden (*Worthenia* und *Loxonema*) fehlen nicht. Bei Fechingen liegt auf dem Sportplatz (Hasen-Berg) in den oberen Teilen dieser Zone eine Unmenge von *Rhizocorallium jenense*, dessen stark dolomitische Wohnröhrenfüllung gut aus dem verhältnismäßig leicht zerfallenden Mergel herauswittert.

Wie ich schon erwähnte, beobachtete SCHUMACHER in Lothringen in dieser Zone ein Gervillien-Myaciten-Bänkchen etwa 3 m über den Oberen Terebratel-Bänken, das gelegentlich auch *Terebratula* führt. Auch in meinem Arbeitsgebiet kommen Bänkchen mit Gervillien und Myaciten über den Oberen Terebratel-Bänken vor; z. B. am Heckenaschbacher Hof, S. vom Wahlbacher Hof, S. von Windsberg, N. vom

Stausteiner Hof und an der Gestütter Höhe, wo darin neben *Cidaris*-Stacheln und einer *Spiriferina fragilis* auch zahlreiche Fischschuppen vorkommen. Doch möchte ich diesem Vorkommen keine bestimmte Höhenlage über den Oberen Terebratel-Bänken zuschreiben, da keine oder nur ungenügende Aufschlüsse vorhanden sind.

In dieser Zone habe ich bei Seelbach (Kalkbruch Augst) etwa 1,5 m über den obersten terebratelführenden Schichten eine 30—40 cm dicke, äußerst trochitenreiche Bank eines gelb, mehlig anwitternden Dolomites gefunden, der im Innern ziemlich grob kristallin ist und der zahlreiche Fossilien führt. Diese sind:

Lima striata
Prospodylus comptus
Enantiostreon sp.
Spiriferina fragilis
Cidaris grandaeva (bis 4 cm große Stacheln!)
 Trochiten in sehr großer Menge
 Gastropoden.

Das merkwürdigste unter diesen Fossilien ist die *Spiriferina fragilis*, denn bisher war sie im pfälzisch-lothringischen Wellengebirge nie höher als in der Oberen Terebratel-Bank beobachtet worden. Sie liegt aber hier 1,3—1,7 m über den obersten terebratelführenden Schichten. Ebenso liegt auch die oben von der Gestütter Höhe erwähnte *Spiriferina* schon über der Oberen Terebratel-Bank. Nach S. 30 wäre es nicht von der Hand zu weisen, auch diese an sich Terebratel-freien Fossilbänke zeitlich noch zu den Oberen Terebratel-Bänken zu stellen.

Die *Lima striata* bedeckte auf einem Teil dieser Bänke den größten Teil der Fläche. Auch die Spondyliden sind in dieser Bank auffallend häufig. Sie stellt eine bodenfremde Fossilbank dar, was aus der Einklappigkeit der Muscheln geschlossen werden kann. Das Vorkommen von *Spiriferina* braucht nicht durch Neueinwanderung bedingt zu sein, sondern diese können wohl sehr zerstreut in den liegenden Schichten auftreten, aber nicht beobachtet sein.

Wenig über dieser Platte liegt ein dünnes gegen 0,05 m dickes Bänkchen von dolomitischem Sandstein, das neben reichlich *Myophoriopsis* auch Pflanzenreste führt.

Über diese im Durchschnitt 6—8 m mächtige Zone (vgl. Tab. S. 31 und S. 30) ist nur noch zu bemerken, daß die Fazies der bezeichnenden, kristallinen, dünn-schichtigen Dolomite der nächst höheren Schichten anscheinend bei Eschringen noch in den Bereich dieser Schichten herabreicht. Doch läßt sich dies nicht sicher beweisen, da die *Pentacrinus*-Bank dort nicht aufgefunden werden konnte und da die Terebratel-Zone nicht mehr angeschnitten ist. Dieses Herabreichen der Dolomitfazies wird auch von SCHUMACHER auf Blatt Bliesbrücken und Rohrbach erwähnt. — Sogar die Wellenkalk-Fazies geht im östlichen

Gebiet wahrscheinlich noch bis in diese Zone herab und umfaßt die oberen 2—3 m. Auf S. 37f. wird versucht, dies nachzuweisen (vgl. Abb. 1).

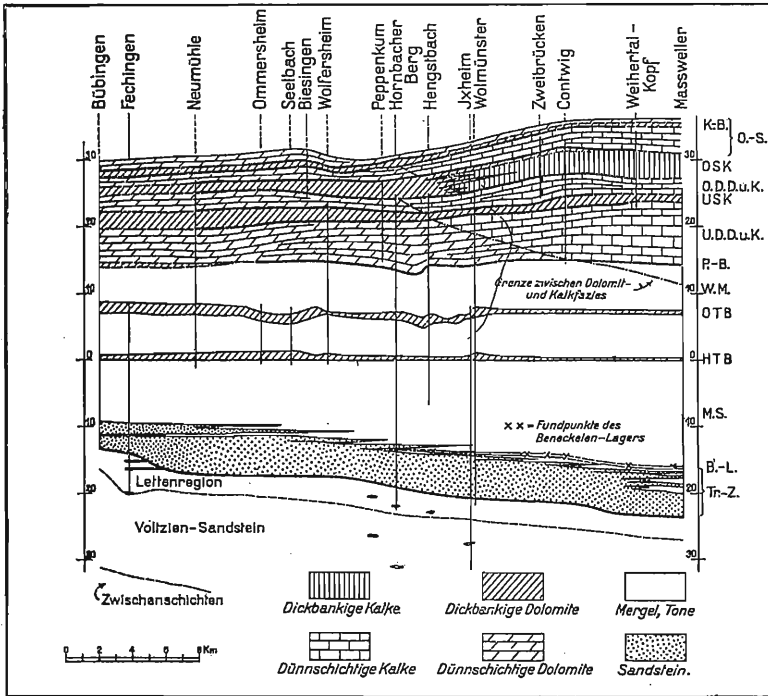


Abb. 1

Schnitt durch das pfälzisch-saarländische Wellengebirge (Überhöhung rd. 100fach).

Die Bildebene zieht in N. 28° O. von Fechingen bei Saarbrücken nach Biebermühle bei Pirmasens. Die einzelnen eingetragenen Beobachtungspunkte liegen nicht alle auf der Bildebene, sondern wurden bis zu 6 km darauf projiziert.

K.-B. = Knochenbank; — O.-S. = *Orbicularis*-Schichten; — OSK = Obere Schaumkalk-Zone; — O.D.D. und K. = Obere Dünnschichtige Dolomite und Kalke; — USK = Untere Schaumkalk-Zone; — U.D.D. und K. = Untere Dünnschichtige Dolomite und Kalke; — P.-B. = *Pentacrinus*-Bank; — W.M. = Wellenmergel; — OTB = Obere Terebratel-Bänke; — HTB = Haupt-Terebratel-Bank; — M.S. = Mergelige Schichten; — B.-L. = Beneckeien-Lager; — Tr.-Z. = Trochiten-Zone.

----- = Grenze zwischen Dolomit- und Kalkfazies.

x = Fundpunkte des Beneckeien-Lagers.

Grob schematisch eingezeichnet: Untergrenze der Lettenregion, Verzahnung von Sandstein mit der Ton-Mergelfazies in der Trochiten-Zone und die Verzahnung von kalkiger und dolomitischer Ausbildung in der OSK.

e) Die *Pentacrinus*-Bank.

Pentacrinus-Bank als stratigraphischer Horizont. — Die hangende *Pentacrinus*-Bank ist sehr schwierig nachzuweisen; denn man kann eine

wirklich sichere Bestimmung nur dann machen, wenn man die Bank in situ beobachtet. Da nämlich über ihr noch verschiedene *Pentacrinus*-führende Bänke vorkommen, und da die Untergrenze wegen des Gekriechs unscharf ist, ist es unmöglich, sie nach Lesesteinen zu bestimmen. Außerdem erwähnen HEIM und SCHUMACHER, daß die Bank wahrscheinlich nicht überall entwickelt sei, was auch mir wahrscheinlich ist. Daß demgemäß die Zahl der einwandfreien Beobachtungspunkte gering ist, dürfte verständlich sein. Aus deren geringer Anzahl läßt sich auch bei der vorhandenen weitgehenden Übereinstimmung in der Lage gegenüber anderen stratigraphischen Horizonten nicht mit unbedingter Sicherheit auf stratigraphische Gleichwertigkeit schließen. Diese ist allerdings unter solchen Umständen sehr wahrscheinlich, zumal auch noch in der gleichen Lage, wie sonst die *Pentacrinus*-Bank, an einer Reihe von Punkten ähnliche, aber *Pentacrinus*-freie Bänkchen auftreten.

Die Vorkommen unseres Gebietes entsprechen an den allerdings wenig zahlreichen Punkten in ihrer Lage gut den von SCHUMACHER aus Lothringen angegebenen Werten für den Abstand von der liegenden Zone der Oberen Terebratel-Bänke und von den hangenden „Schaumkalkbänken“. Es ergab sich folgende Aufstellung des Abstandes der *Pentacrinus*-Bank von den Oberen Terebratel-Bänken und der Unteren Schaumkalk-Bank.

O r t	Abstand in Metern von	
	OTB ¹⁾	USK ¹⁾
Nußweiler (Erl. Bl. Wolmünster Prof. 7)	10,1	—
N. von der Eppinger Mühle (Erl. Bl. Bliesbrücken Prof. 1) .	9,2	9,0
NO. von der Eppinger Mühle (Erl. Bl. Bliesbrücken Prof. 2) .	8,4	6,8
Hornbacher Berg SO. von Blieskastel	7	7
Hahnen O. von Blieskastel	6,5	
Schlanglinger Klamm (Erl. Bl. Wolmünster Prof. 8)	6,1	8,4
Rimschweiler	6	—
S. von Altheim	5	8
S. von Contwig	—	8
Zwischen Weißkirchen und Güderkirch	10,7 ²⁾	—

Außer den echten *Pentacrinus*-Bänken wurden auch noch Bänkchen beobachtet, die diesen faziell ähnlich sind, aber keine *Pentacrinus*-Glieder führen. Für sie ergeben sich folgende Abstandswerte von dem über- und unterlagernden Horizont:

¹⁾ OTB = Obere Terebratel-Bänke; USK = Untere Schaumkalk-Bank.

²⁾ Dieser Wert ist zu hoch, da er auch die OTB miteinschließt, deren Mächtigkeit nicht genannt ist (siehe Erl. Bl. Wolmünster, S. 47).

O r t	Abstand in Metern von	
	OTB ¹⁾	USK ¹⁾
NW. von Wecklingen	7—7,5	—
S. von Hengstbach	8	5
NO. von Althornbach	—	7
Hausgiebel bei Maßweiler	7—8	(10 + x)?
Wattweiler	7	—

Fazies. — Die Fazies der von mir beobachteten *Pentacrinus*-Bänke wechselt innerhalb des Arbeitsgebietes in ziemlich weitem Maße.

Im größten Teil des Gebiets herrscht die dolomitische Ausbildung. In Contwig dagegen ist die Bank kalkig ausgebildet. Und zwar ist blaugrauer Kalk teilweise von ockerigem Kalk umhüllt, teilweise aber auch röhrenartig von letzterem durchbrochen. Ihre genauen Verbandsverhältnisse konnte ich nicht feststellen, da nur mehrere lose Platten freigelegt werden konnten. Außer einzelnen *Pentacrinus*-Gliedern führt die Bank noch *Lima striata*, Trochiten und kleinste Schalenbruchstücke. Unmittelbar unter dieser Lage folgt eine ebenfalls Trochiten-führende ziemlich grobkristalline, gelblich verwitternde Dolomitbank, in der keine *Pentacrinus*-Glieder nachgewiesen werden konnten.²⁾

Auch auf dem „Hausgiebel“ bei Maßweiler ist eine wenige Zentimeter dicke Ockerkalkbank beobachtet worden, die ziemlich zahlreiche Fetzen eines blaugrauen Kalkes enthält. Diese Fetzen sind meist noch ganz eckig und erscheinen im Querbruch nur randlich schwach gerundet, sind aber sonst ganz flach. Die Bank führt an sämtlichen Stellen, wo sie dort beobachtet wurde, zahlreiche kleine Trochiten, aber anscheinend nirgends *Pentacrinus*. Diese Bank wird hier noch von 2—3 m dünn-schichtigem Kalk unterlagert. Trotzdem sprechen folgende Punkte für die Möglichkeit einer Parallelisierung mit der *Pentacrinus*-Bank:

1. Die Bank liegt in normaler Höhenlage, nämlich 7—8 m über der Oberen Terebratel-Bank;
2. ihre Ausbildung entspricht in weitem Maße der Ausbildung der *Pentacrinus*-Bank von Contwig;
3. die Schichten zwischen *Pentacrinus*-Bank und OTB wären etwa 3 m weniger mächtig als normalerweise (nämlich nur 4,5 m), die über der *Pentacrinus*-Bank gelegenen Unteren Dünnschichtigen

¹⁾ OTB = Obere Terebratel-Bänke; USK = Untere Schaumkalk-Bank.

²⁾ Daß diese fünfeckigen oder sternförmigen Seelilienglieder mit blumenblattartiger Zeichnung wirklich zu *Pentacrinus* zu stellen sind, ist unwahrscheinlich. M. SCHMIDT (1928) stellt sie zu *Entrochus*, sagt aber, daß sie wahrscheinlich zu *Holocrinus beyrichi* oder zu *Holocrinus wagneri* var. *quinqueverticillata* gehören und R. WAGNER (1922) erwägt ebenfalls die Zugehörigkeit zu *Holocrinus*, da Kronen von *Holocrinus* in verschiedenen Bänken gefunden wurden, in welchen fünfeckige Seelilienglieder vorkommen.

Kalke würden aber noch 3 m zu ihrer an sich schon übernormal-großen Mächtigkeit von 10 + x m dazubekommen, sofern wir die Kalkschichten unter der Ockerkalkbank über der dann fehlenden *Pentacrinus*-Bank einreihen; dies ist aber höchst unwahrscheinlich.

Daraus folgt:

1. Diese Bank stellt, wenn auch nicht ganz sicher, das Äquivalent der *Pentacrinus*-Bank dar;
2. die Kalkfazies reicht tiefer herab als in dem angeführten Profil von Contwig, wo die Kalkfazies gerade bis zur *Pentacrinus*-Bank herunter geht, nämlich noch in die Zone der Wellenmergel.

Sonst stellt die *Pentacrinus*-Bank im allgemeinen einen hell- bis weißlichgrauen, fein- bis grobkristallinen Dolomit dar, in dem etwas toniges Material eingelagert ist. Dieses Tonmaterial verleiht dem Gestein bei der Verwitterung an manchen Orten eine Oberfläche von ganz feinkörnigem bis dichtem, hellgraugrünem Dolomit; stellenweise enthält aber die *Pentacrinus*-Bank auch hellgrünlichgraue Flecken, die teils auf der Verwitterung beruhen, teils aber kleine Tongallen darstellen. Die Mächtigkeit der *Pentacrinus*-Bank beträgt in unserm Gebiet etwa 0,1 bis 0,2 m, während in Lothringen bis zu 0,4 m Mächtigkeit beobachtet sind.

Bei Biesingen fand ich eine freie Platte eines grauen grobkristallinen Dolomites, die an der angewitterten Oberfläche von *Pentacrinus*-Gliedern ganz bedeckt ist. Die stratigraphische Lage der Bank ließ sich nicht mit Sicherheit feststellen, doch wäre es nicht ausgeschlossen, daß sie zur *Pentacrinus*-Bank gehört. — Am schönsten aufgeschlossen fand ich die *Pentacrinus*-Bank bei Altheim an dem Weg, der vom Bickenalbe-Tal nach Südosten zieht und die „Alte Buche“ etwas links läßt, sowie wenig südlich davon in dem Wegeinschnitt NW. von Riesweiler. Auch die von HEIM erwähnten Vorkommnisse vom Hahnen bei Blieskastel sind heute noch ziemlich gut zu finden.

Fossilführung. — An einer Reihe von Fundpunkten tritt *Pentacrinus* hinter dem fast immer auch noch vorhandenen *Encrinus* sehr zurück, an anderen Stellen dagegen herrscht *Pentacrinus* vor. Daneben kommen gelegentlich *Cidaris*-Stacheln vor, dann *Pecten discites* und *Lima striata*.

f) Untere Dünnschichtige Dolomite und Kalke.

Über der *Pentacrinus*-Bank folgen im ganzen Gebiet, soweit die Horizonte überhaupt aufgeschlossen sind, dünnschichtige Dolomite. Nur im Gebiet von Contwig, das auch sonst in der Faziesverteilung eine gewisse Sonderstellung einnimmt, und von dort nach Nordosten zu herrscht durchaus die kalkige Fazies, die sich nach Südwesten zu allmählich mit der Dolomitfazies verzahnt (vgl. Abb. 1 und 2).

SCHUMACHER spricht in seiner ausgezeichneten Beschreibung des Lothringischen Wellengebirges immer von Wellenkalk, auch bei den Dolo-

miten, obwohl er bei letzteren durch qualitative Analysen den teilweise erheblichen Mg-Gehalt festgestellt hatte. Da die Dolomite meist körnig sind, bezeichnet er sie dann entsprechend seiner unten (S. 44) wiedergegebenen Kennzeichnung von Schaumkalk als „schaumkalkartige Wellenkalk“. Durch die Untersuchung von SCHALLER (1900) wurde festgestellt, daß es sich tatsächlich nicht um Kalke, sondern um fast reine Dolomite handelt.

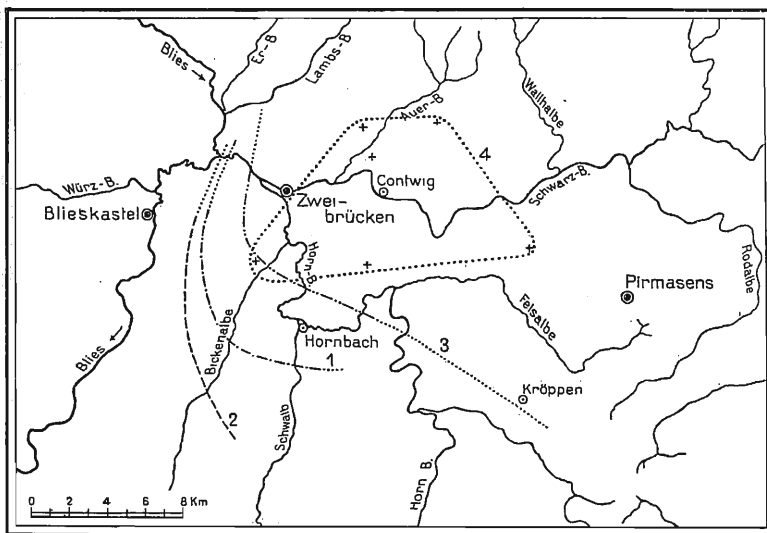


Abb. 2

- a) Grenze von Dolomit- und Kalkfazies, letztere im Nordosten, in den *Orbicularis*-Schichten (1), Oberen Dünnschichtigen Dolomiten (2), Unteren Dünnschichtigen Dolomiten (3);
 b) bisher nachgewiesene Verbreitung des Beneckeien-Lagers (4).

SCHALLER's Analysen ergaben folgende Werte der Gewichtsverhältnisse:

	I.	II.
CaCO ₃	50,67%	50,74%
MgCO ₃	37,50%	37,68%
(Fe, Al) ₂ O ₃	1,31%	2,12%
Unlösliches	10,27%	9,47%
Summe	99,75%	100,01%

Es sind also fast reine, schwach tonige Dolomite. SCHALLER schlug deshalb für diese Gesteine den Namen Wellendolomit vor, den dann auch HEIM übernahm. Mir scheint es allerdings nicht zweckmäßig, diese Namen zu wählen oder weiterhin zu benutzen, da der „Wellendolomit“ im Bereiche der Mosbacher Fazies nur die untersten 15—18 m des Wellengebirges umfaßt, im Gegensatz zu dem hangenden Wellenkalk = mu₂. Die hier in Frage stehenden Schichten liegen aber strati-

graphisch in einer Zone, die schon dem obersten μ_2 angehört. Diese beiden stratigraphisch verschieden liegenden „Wellendolomite“ müßten zu Mißverständnissen führen. Ich möchte daher den Namen „Untere Dünnschichtige Dolomite“ bzw. „Kalke“ vorschlagen.

Dolomitische Fazies. — Bei den Unteren Dünnschichtigen Dolomiten beträgt die Schichtdicke im allgemeinen 0,75—1,5 cm. Sie sind dunkelgrau, feinkristallin und glitzern auf frischer Bruchfläche. Die Schichtfläche wird meist durch eine dünne graugrüne Mergelhaut gebildet, die dem Gestein eine eigenartige matte, graue Farbe verleiht. Bei der Verwitterung sind sie sehr widerstandsfähig und bilden in Klammern oder an Hohlwegen vielfach steile Wände oder kleine Vorsprünge, z. B. bei Eschringen, Ormesheim, Kirchheimer Hof, Herbitzheim, Wattweiler, Hengstbach u. v. a. O. Sie gehen gewöhnlich ganz allmählich von unten aus den meist stark tonigen Mergeln hervor; diese sind aber nie so widerstandsfähig und weisen daher keine derartigen Kleinformen auf. Auf den Feldern zeigt sich die Widerstandsfähigkeit dieser dünnen, in kleine längliche Plättchen zerfallenden Dolomite durch ihre große flächenhafte Verbreitung, auch im Gebiete viel tieferer Schichten, wohin sie durch Abspülung und Gehängekriechen gelangen (z. B. am Scheid-Grund NO. von Böckweiler und SO. von Altheim).

In diesen dünn geschichteten Dolomiten kommen verschiedene allgemein-geologisch bedeutsame Erscheinungen vor, wie Überfaltungen und ellipsoidische Absonderung, auskeilende Lagerung und stellenweise Pseudomorphosen. Sehr häufig sind auch kleine „Wellenstreifen“ zu beobachten. Sie verlaufen im ganzen Arbeitsgebiet dem Hauptkluftsystem parallel. Ich habe daher für sie (1933) tektonische Entstehung erwogen, zumal sie nachweislich nur die Schnittgeraden zwischen den Schichtflächen und einer Schar von Unstetigkeitsflächen darstellen, die das Gestein durchsetzen.

Die rein dolomitische Ausbildung der Schichten zwischen *Pentacrinus*-Bank und der hangenden Unteren „Schaumkalk-Zone“ herrscht im Saargebiet, einschließlich der Saarpfalz, dann bei Hornbach vor. Auch in Lothringen scheint sie allein vorzukommen; denn SCHUMACHER schreibt (1889, S. 45): „Die dichten Wellenkalke“ (die wirkliche Kalke sind, d. V.) „wurden nirgends tiefer getroffen“, nämlich nie unter der USK¹⁾. Wie weit von der lothringischen Grenze nach Norden nur Dolomite in diesen Schichten vorkommen, kann nicht genau festgestellt werden; denn auf der Strecke Hornbach—Dietrichingen sind die Aufschlüsse zu schlecht und weiter nach Osten zu ist die „Weiße Höhe“ bei Kröppen die einzige Stelle, wo noch kalkige Schichten anstehen. Dort ist aber nicht ganz sicher festzustellen, ob die kalkigen Schichten den Unteren oder Oberen Dünnschichtigen Kalken angehören. Wahrscheinlich ist das erstere, denn:

¹⁾ USK ist die Abkürzung für die unten beschriebene „Untere Schaumkalk-Zone“

1. In dem an sich nicht schlechten Aufschluß fehlt eine Andeutung der USK unter den Dünnschichtigen Kalken.
2. Liegt unmittelbar über den Dünnschichtigen Kalken eine Dolomitbank, die ihrer ganzen Ausbildung nach durchaus der USK entspricht.

Kalkige Fazies. — Sicher beginnt die Kalkfazies unter der USK schon unmittelbar N. von Hornbach. Denn am Schmalscheidchen-Wald haben wir schon deutlich einzelne Lagen von dünnschichtigem Kalk zwischen herrschendem Dolomit. Am Alster-Wald liegen unter der USK schon ziemlich mächtige (mindestens 1 m) dünnschieferige Kalke, die in ihrer Ausbildung durchaus an die Kalkschiefer der *Orbicularis*-Zone erinnern, nur daß die stratigraphische Lage viel tiefer ist und daß das Fossil fehlt. — Am Kalköfen-Hübel N. von Zweibrücken läßt sich die Kalkfazies sehr weit, nämlich etwa 8—10 m, unter der OSK ¹⁾ nachweisen. Dies entspricht etwa 3—5 m unter der USK; doch ist die Angabe verhältnismäßig unsicher, da der Aufschluß schlecht ist, und da in unmittelbarer Nähe sehr erhebliche Störungen durchziehen. Von dem etwas weiter westlich liegenden Wattweiler und Hengstbach erwähnt HEIM je etwa 0,5 m kalkige Fazies unmittelbar unter der USK. — Ebenfalls schon recht tief reicht die kalkige Ausbildung N. des Heidelbinger Hofs und zwischen Offweiler und Wahlbacher Hof (SO. von Zweibrücken). Eine genaue Mächtigkeitsmessung der kalkigen Schichten ließ sich hier nicht vornehmen. — Mindestens ebenso weit herab reicht die Kalkfazies auch an der Gestütter Höhe S. von Contwig, wo nicht sehr hoch über den Oberen Terebratel-Bänken schon kalkige Schichten einsetzen, in welchen ein *Nautilus dolomiticus* gefunden wurde.

Eine genaue Messung der Mächtigkeit der kalkigen Schichten unter der USK ließ sich in dem ziemlich frisch angelegten Semar'schen Bruch (S. von Contwig auf der Truppacher Höhe) vornehmen. Hier ist die 8 m mächtige Zone zwischen der USK und der oben (S. 37) beschriebenen *Pentacrinus*-Bank kalkig ausgebildet (vgl. Profil Nr. 9). — In der Gegend von Maßweiler greift, wie wir schon oben (S. 37) gesehen haben, die kalkige Ausbildung noch etwa 2—3 m unter die *Pentacrinus*-Bank herab und umfaßt dort also noch Schichten, die stratigraphisch den „Wellenmergeln“ zugehören. Die Kalkfazies ist hier etwa 15 m mächtig und die hangende USK ist noch nicht erreicht! Dies ist eine ganz außergewöhnlich große Mächtigkeit; beweisen kann ich natürlich nicht, daß hier die USK vorhanden sein muß, wenn dies auch wahrscheinlich ist; denn der „Hausgiebel“ liegt nur wenig NO. der Linie Battweiler Höhe — Weihertal-Kopf, zwei Punkten, wo die USK ziemlich mächtig ausgebildet ist. — Auch an der Battweiler Höhe reicht die Kalkfazies unter die

1) OSK = Obere Schaumkalk-Zone.

USK herab, doch läßt sich nicht angeben, wie tief sie herabreicht. Die Aufschlüsse sind zu schlecht und in den wenigen guten erscheinen ganz kleine 300° (NW.) streichende Verwerfungen mit Sprunghöhen von nur 0,10—0,15 m, die in ihrer Gesamtheit ziemlich große Unterschiede ausmachen können und insbesondere auch die Anwesenheit stärkerer Störungen wahrscheinlich machen. Dadurch erscheinen Barometermessungen fast wertlos.

Der letzte Beobachtungspunkt O. von Contwig ist der Weihertal-Kopf bei Dellfeld. Hier läßt sich die Kalkfazies bis mindestens 5 m unter die USK verfolgen, wahrscheinlich steht sie aber auch noch tiefer an. — Bei Bärenhütte, das noch etwa 1 km weiter östlich liegt, beginnt die Kalkfazies über einer Trochiten-führenden Ockerkalkbank, die etwa 8 m über der Oberen Terebratel-Bank liegt (*Pentacrinus*-Bank?). Wie mächtig die Kalkfazies dort ist, läßt sich nicht feststellen, da die USK nicht mehr aufgeschlossen ist. — Außer den bisher genannten Vorkommen von kalkiger Fazies ist noch das N. vom Stausteiner Hof von Bedeutung; dort kommen einige Meter über den Oberen Terebratel-Bänken auf der kleinen Kuppe NO. des P. 379 m Dünnschichtige Kalke in einer anscheinend nur ganz dünnen Decke vor. Die Kalke liegen stratigraphisch wenige Meter über oder vielleicht sogar unter der *Pentacrinus*-Bank und sind bisher noch nicht auf der Karte eingezeichnet. Genaueres hierüber läßt sich erst beim Kartieren aussagen. Hier zieht nämlich sicher eine nicht kartierte Verwerfung durch, die sich aus der ganz verschiedenen Höhenlage der Terebratel-Zone an der Stausteiner Steige und der Riedelberger Höhe mit Notwendigkeit ergibt. Aus dieser Verteilung der Kalk-Dolomitfazies ergibt sich ein nordöstlich gelegenes Kalk-Sedimentationsgebiet und ein westliches und südliches Gebiet, in dem Dolomit abgelagert wurde (vgl. Abb. 2).

Die Gesteine der kalkigen Ausbildung stellen meist ebenflächige Kalke von nur etwa 1 cm Schichtdicke dar, die frisch blaugrau, angewittert fast weißlichgrau und schwachbläulich gefärbt sind und die meist etwas Ton enthalten. Eine Analyse dieser Schichten aus dem Semar'schen Bruch bei Contwig (die Probe lag 5 m unter der USK) ergab¹⁾:

H Cl-Rückstand	16,32 v. H.	
CaO	44,69 „	= 80,20 v. H. CaCO ₃
MgO	0,67 „	= 1,39 „ MgCO ₃
SiO ₂ (H Cl-löslich)	0,30 „	

Der HCl-Rückstand wird wohl fast ausschließlich von feinstem Ton gebildet. Im übrigen wird vermutlich die Analyse für die ganzen kalkigen Schichten ungefähr übereinstimmen, vielleicht abgesehen von den Ockerkalken, die ziemlich reich an Eisenverbindungen sind.

¹⁾ Die Analyse wurde mir von Herrn Semar, dem Besitzer des Bruches, freundlicherweise zur Verfügung gestellt; wo sie angefertigt wurde, ist mir unbekannt.

Ockerkalke. — Bisweilen kommen innerhalb der gewöhnlichen Kalke und an manchen Stellen gerade an der Grenze zwischen kalkiger und liegender dolomitischer Ausbildung (Bärenhütte, S. von Contwig), bald etwas hellere, bald dunklere, ockergelbe, meist tonige dünne Kalkbänke von etwa 0,10 m Dicke vor. Sie besitzen gewöhnlich ein sehr feines Korn und sind nur selten so grobgekörnt, daß sie auf frischer Bruchfläche einen Schimmer von Spaltflächen zeigen. Öfter sind sie, wie schon HEIM erwähnt, durch einen Gehalt an Trochiten ausgezeichnet. Es sind wahrscheinlich keine stratigraphisch beständigen Horizonte; zum mindesten läßt sich das nicht nachweisen. Denn an manchen Stellen haben wir ein solches Bänkchen, an anderen wieder zwei und noch mehr. Auch scheint ihre Lage zu bekannten Horizonten nicht auf größere Strecken gleich zu sein. Immerhin aber ist von Interesse, daß die *Pentacrinus*-Bank mindestens stellenweise im Gebiete vorwiegend kalkiger Fazies als Ockerkalkbank ausgebildet ist (S. von Contwig und wahrscheinlich auch auf dem „Hausgiebel“ bei Maßweiler).

Sie wurden an folgenden Punkten beobachtet:

SW. vom Hahnen NO.	} von Blieskastel	
Hornbacher Berg SO.		
Grünbacher Hof N.	von Böckweiler	
Stuppacher Hof NW.	von Hornbach	
Wahler Hof NO.	von Böckweiler	
Rimschweiler		
Althornbach		
Kröppen		
Bärenhütte		
S. vom Wahlbacher Hof SO.	} von Contwig	
Schnecken-Hübel		N.
Pottschütt		NO.
Hausgiebel		W. von Maßweiler

SCHUMACHER beschreibt aus Lothringen keine derartigen Ockerkalke; ob sie dort fehlen ist damit noch nicht gesagt. HEIM erwähnt sie „als braune bis gelbe, dichte, stark tonige Kalke, an welche das Vorkommen von Trochiten vielfach gebunden zu sein scheint“.

Fossilführung. — Die Zone der Unteren Dünnschichtigen Dolomite bzw. Kalke ist in meinem Arbeitsgebiet im großen und ganzen sehr versteinungsarm. Nur an einigen Stellen wurden reichlich Fossilien gefunden. Es handelt sich dabei um Myaciten, Gervillien, *Myophoria vulgaris*, spärlich Trochiten, einzelne Gastropoden und *Lima striata* und nur an zwei Stellen fand ich einen *Nautilus*. Das eine Stück ist sicher *N. dolomiticus*, das andere ist unbestimmbar.

Bedeutung der Faziesverteilung von Kalk und Dolomit. — Nach den Untersuchungen von G. WAGNER (1913) und VOLLRATH (1924) ist es sehr wahrscheinlich, daß im Wellengebirge und im Hauptmuschelkalk die Dolomitfazies als verhältnismäßig küstennahe Flachwasserbildung ur-

sprünglich entsteht, während im tieferen Wasser und in Küstenferne Calcit ausfällt. Die Umstände, welche die Ausfällung von Kalk bezw. Dolomit bedingen, etwa der CO_2 -Teildruck, wie UDLUFT (1930) annimmt oder die Sättigung der Lösungen, werden innerhalb geographisch ähnlich gelegener Teile des Beckens annähernd gleich gewesen sein. Ich glaube daher mit ebenso gutem Grund diese Erfahrung auf das lothringisch-pfälzische Wellengebirgsmeer anwenden zu dürfen, wie sie FRANK (1928) auf das Gebiet von Freudenstadt bis zum Schweizer Jura angewendet hat. Es ergibt sich daraus, daß die Tiefenzone des pfälzisch-lothringischen Wellengebirges nicht, wie bisher angenommen wurde, von Wolmünster nach Osten verlief, sondern mindestens zur Zeit des oberen Wellengebirges weiter nördlich lag im Gebiet von Zweibrücken und Contwig, um sich von dort nach Osten bezw. Nordosten fortzusetzen (vgl. Abb. 2).

g) Die Untere Schaumkalkbank (USK).

Über den dünn-schichtigen Dolomiten bezw. Kalken folgt eine 0,5 bis 2,5 m mächtige Zone von sehr grob- bis nur feinkristallinen, teils festen, teils fast vollständig zu einem in braunen Lehm eingepackten Dolomitsand verwitternden Dolomitbänken. SCHUMACHER rechnet sie als „Schaumkalke“ zu seiner „Schaumkalkreichen Zone“. Er bezeichnet nämlich als „Schaumkalke“: „mehr oder weniger massige Bänke von kristallinisch-körnigem Dolomit, welcher im Bruch je nach der größeren oder geringeren Frische blau- oder braungraue bis hellgelbgraue Färbung und einen eigentümlich schimmernden Glanz zeigen . . . , welche . . . in unserem Gebiet die gleiche Rolle spielen wie die „Schaumkalke“ in Thüringen. Es soll daher . . . für dieselben die in geologischem Sinne aufzufassende Bezeichnung „Schaumkalk“ beibehalten werden“. SCHUMACHER will damit also nur eine stratigraphische Gleichheit, nicht aber eine fazielle Übereinstimmung angeben.

Verbreitung. — Diese Untere Schaumkalk-Bank (USK), wie ich sie der Kürze halber ebenfalls nennen will, läßt sich durchverfolgen vom äußersten Westen meines Arbeitsgebietes bis zum Weihertal-Kopf im Osten und von der Battweiler Höhe bis an die lothringische Grenze. Sie setzt sich aber auch nach den Angaben von SCHUMACHER noch weit ins Lothringische fort.

Die Unterkante der Bank liegt im allgemeinen, wie wir oben sahen, 6—8 m über der *Pentacrinus*-Bank, die Oberkante etwa 3 m unter der Unterkante von OSK.

Petrographische Charakterisierung.¹⁾ — Die Mächtigkeit der Bank beträgt im Gebiete von Eschringen—Ormesheim—Heckendalheim—Ommersheim 2,5—3 m. Sie besteht dort aus einem sehr grob-

¹⁾ Vgl. Profil 7—10.

körnigen, rauchgrauen bis braunen Dolomit. Die Schicht ist trotz ihrer sehr großen Dicke gar nicht oder nur andeutungsweise durch Schichtflächen in Einzelbänke zerlegt. Sie tritt daher in der Landschaft fast überall als scharfes Gesimse hervor und ihre Lage läßt sich gewöhnlich schon aus der Gehängeform festlegen. Die Gesteine dieser Zone wurden in zahlreichen, heute größtenteils aufgelassenen Steinbrüchen abgebaut und zu „Schwarzkalk“ gebrannt.

Südlich von Blickweiler (an der großen Biegung der Straße nach Wolfersheim) gehören 1,2 m kristalline Dolomite zu dieser Zone; diese haben aber hier sicher durch Verwitterung einen Teil ihrer Mächtigkeit verloren und stehen dort nur mehr in Bänken von etwa 0,10—0,15 m Dicke an. Bei Peppenkum, Altheim und Brenschelbach wird diese USK von einer etwa 1,8 m mächtigen Zone feinkörniger hellgrauer Dolomite gebildet, die in der Körnung den dünngeschichteten Dolomiten entsprechen. Diese Ausbildung scheint sich nach Lothringen fortzusetzen und daher stellen wohl SCHUMACHER und nach ihm SCHALLER die Gesteine der USK petrographisch durchaus den Gesteinen der dünngeschichteten Dolomite gleich; nur nehmen sie an, daß in der USK keine Sedimentationsunterbrechung durch Mergelhäute erfolgt sei, durch welche die Dünnschichtigkeit bei den Dünnschichtigen Dolomiten bedingt wird.¹⁾ Die Bänke haben eine durchschnittliche Dicke von 0,10—0,15 m. Gröberbankig wird die USK erst wieder NO. von Hornbach, etwa vom Schmalscheidchen-Wald ab. Bei Contwig im Semar'schen Bruch, wie an allen weiteren östlich und nördlich davon gelegenen Punkten (Weihertal-Kopf), zerfallen die Bänke sehr leicht in einen braunen etwas lehmigen Dolomitsand, so daß kein einigermaßen frisches Handstück zu bekommen ist; daher kann die Bank nie als Lesestein sondern nur im Verband beobachtet werden. — Auch die kristalline Dolomitbank, die an der „Weißen Höhe“ bei Kröppen die Dünnschichtigen Kalke überlagert, entspricht in Fazies und Höhenlage der USK.

Fossilführung. — Die Fossilführung der USK ist im allgemeinen nicht sehr reich. Doch fehlen fast nirgends Querschnitte einer flachen Muschel, die wohl zu *Pecten* zu stellen und immer nur als Hohlraum erkennbar ist. Meist sind auch noch Trochiten, seltener *Pentacrinus*-Glieder, zu finden. SCHUMACHER erwähnt aus Lothringen noch den Fund kleiner unbestimmbarer Seelilien-Kronen.

h) Obere Dünnschichtige Dolomite bzw. Kalke.

Fazies. — Die zwischen der USK und der OSK gelegenen Schichten erreichen im Durchschnitt 3 m Mächtigkeit; auch sie wechseln die Fazies

¹⁾ Die Erklärung von HILDEBRAND (1928), diese trennenden Tonhäute seien eine Folge von chemischer Entmischung ist nicht ausgeschlossen; dagegen ist es ganz unmöglich, jede dieser Tonhäute mit einer syngenetischen tektonischen Bewegung zu erklären, wie HERBIG (1931) möchte.

(vgl. Abb. 1 und 2). Im Gebiete W. der Blies sind sie nur als dünn-schichtige, feinkörnige Dolomite ausgebildet, die sich von denen der Unteren Dünnschichtigen Dolomite in keiner Weise unterscheiden. Ihre Bankung scheint in manchen frischen Aufschlüssen nur latent angelegt zu sein. Sind aber die Stücke längere Zeit der Verwitterung ausgesetzt gewesen, so zerfallen sie schon bei ganz schwachem Schlag in dünne Blättchen. Auch O. der Blies scheint die Dolomitfazies noch an einzelnen Stellen, besonders weiter im Süden allein vorzukommen; auch bei Altheim konnte ich noch keine Kalke beobachten.

Dagegen sind die Schichten am Hornbacher Berg und am Grünbacher Hof bei Mimbach mindestens teilweise kalkig ausgebildet; ebenso bei Hornbach, am Schmalscheidchen- und Alster-Wald. An folgenden Punkten ist die ganze Schichtenreihe kalkig ausgebildet: Wattweiler, N. von Zweibrücken [Kalköfen-Hübel (wahrscheinlich)], dann auf der Truppacher und Gestütter Höhe, N. vom Wahlbacher Hof, am Weihertal-Kopf, „auf der Pottschtütt“ und auf der Battweiler Höhe. Die Kalke sind dieselben dünn-schichtigen Kalke wie in den Schichten unter der USK. Diese Schichtenreihe ist nach allen Angaben des Schrifttums die einzige, wo die Kalkfazies noch teilweise ins lothringische Gebiet übergeht [vgl. SCHUMACHER (1889), Erl. der einzelnen Blätter der geol. Spezial-Karte v. Elsaß-Lothringen und SCHALLER (1900)]. Aber es gibt auch in Lothringen Stellen, wo die Kalkfazies in dieser Zone ganz unterdrückt ist; denn SCHUMACHER schreibt, daß die dichten Wellenkalke, die tatsächlich Kalke sind, „manchmal, wie es scheint, ganz durch schaumkalkartige Gesteine bzw. schaumkalkartige Wellenkalke vertreten werden“. Wir sehen also hier, wie in den bisher schon behandelten Horizonten, das Vorherrschen oder alleinige Vorkommen der Kalkfazies etwa in dem Gebiet von Zweibrücken und Contwig nach Nordosten bzw. Osten zu. Dagegen tritt nach West-südwesten zu allmählich Dolomit an ihre Stelle. Das südwestlichste Vorkommen von Kalk in Lothringen kann dem Schrifttum nicht entnommen werden (Analysen dieser Schicht bei SCHALLER, 1900, S. 83f.).

Fossilführung. — Die Fossilführung in dieser Zone ist wesentlich stärker als in den Unteren Dünnschichtigen Dolomiten bzw. Kalken. Selten fehlen Trochiten und *Pentacrinus* ganz, meist sind noch vorhanden *Myaciten*, *Lima striata*, *Myophoria vulgaris* und Gervillien (Fundpunkte z. B.: „Auf der Pottschtütt“, Battweiler Höhe, Wattweiler und Ommersheim). Nach HEIM kommt noch *Myophoria incurvata* vor. Stellenweise fanden sich auch kleine Schnecken und einzelne Mikrofauna-Lagen (z. B. „auf der Pottschtütt“ bei Contwig).

i) Die Obere Schaumkalk-Zone (OSK).

Verbreitung und Gesteinsausbildung. — Über diesen Dünnschichtigen Kalken folgt die Obere Schaumkalk-Zone. Sie ist im Westen bei Eschringen, Ommersheim—Seelbach—Aßweiler sehr einheitlich als ungefähr 2 m mächtige Zone von ziemlich grobkristallinen, etwa 0,10—0,15 m dicken Dolomitbänken ausgebildet. Im Süden bei Herbitzheim ist die Zone dann schon als ziemlich grobbankiger Dolomit entwickelt und in dieser Fazies läßt sie sich weiter verfolgen über Peppenikum, Altheim, Hornbach und weiter nach Norden etwa bis Hengstbach. In diesen letztgenannten Gebieten wird die Ausbildung in Bankung und Struktur schon ziemlich unruhig, doch ist sie allgemein dolomitisch. Von hier beginnt nach Nordosten zu eine auffällig wechselnde Ausbildung, die man erst einigermaßen richtig deuten kann, wenn man alle Aufschlüsse der Zone bis zu ihren östlichsten und nördlichsten Vorkommen am Weihertal-Kopf und „auf der Pottschütt“ untersucht. Dabei ergibt sich, daß die im Osten nicht seltenen oolithischen Lagen nach Westen zu auskeilen, bzw. durch andere mehr dolomitische, ooidfreie Schichten vertreten werden. Es sind teilweise so stark oolithische Kalke, daß man sie als echte Schaumkalke bezeichnen muß, die ihrer Ausbildung nach durchaus mit den Schaumkalken des Mosbacher Gebietes und des Baulandes verglichen werden können. Frisch sind sie meist tief dunkelblaugrau bis bläulichschwarz, verwittert ockerporig, braun. Das westlichste bis jetzt einwandfrei nachgewiesene Vorkommen von Oolith liegt NO. von Wattweiler in den untersten Lagen der OSK. Das Verhältnis dieser oolithischen Kalke des Nordost-Gebietes zu den körnigen, ooidfreien Dolomiten des Südens und Westens im einzelnen zu untersuchen, wäre zweifellos sehr wertvoll, konnte aber im Rahmen meiner Arbeit nicht durchgeführt werden. — Ebenso wie die Ooidführung nimmt auch die Menge des Schalenmaterials der Schill- und Bruchschillbänke des Nordost-Gebietes (z. B. Pottschütt, Weihertal-Kopf, Truppacher und Gestütter Höhe, Exerzierplatz Zweibrücken und Wattweiler (Lehmann'scher Bruch) nach Westen zu ab. Außer diesen strukturellen Verschiedenheiten der Gesteine des nordöstlichen Gebietes ändert sich auch die Fazies von Kalk zu Dolomit (vgl. Abb. I, Faziesgrenze sehr schematisch gezeichnet). Dieser Faziesübergang ist bei der Zone sehr verwickelt, da in fast allen Aufschlüssen einzelne dolomitische Lagen neben herrschendem Kalk auftreten oder umgekehrt, je nach der Lage zur Faziesgrenze; nur verringert sich die Zahl und Mächtigkeit der eingeschalteten Kalklagen immer mehr nach Südwesten bzw. Westen. Einige Analysen aus der OSK von dem aufgelassenen Bruch auf der Truppacher Höhe bei Contwig, die mir ebenfalls von Herrn Semar zur Verfügung gestellt wurden, ergaben folgende Werte (die genaue Lage der zu den Analysen gehörigen Bänke ist Herrn Semar nicht mehr bekannt):

	I		II		III	
	a)	b)	a)	b)	a)	b)
Glühverlust	35,16 v. H.	— v. H.	31,24 v. H.	— v. H.	42,61 v. H.	— v. H.
SiO ₂	17,12 „	26,25 „	23,29 „	34,79 „	3,35 „	5,83 „
Al ₂ O ₃	5,11 „	7,88 „	5,48 „	7,97 „	0,84 „	1,46 „
Fe ₂ O ₃	1,75 „	2,70 „	2,44 „	3,55 „	1,12 „	1,95 „
CaO	36,22 „	55,86 „	35,58 „	51,74 „	47,56 „	82,88 „
MgO	4,55 „	7,02 „	1,33 „	1,93 „	4,50 „	7,84 „
Summe	99,91 v. H.	99,71 v. H.	99,36 v. H.	99,98 v. H.	99,98 v. H.	99,96 v. H.

a) = getrocknet; b) = geglüht.

Es ergaben sich also vorherrschend schwach dolomitische Kalke mit teilweise auffallend hohem SiO₂-Gehalt. Dagegen zeigten die Analysen derselben Schichten in Elsaß-Lothringen, von wo sie durch SCHALLER analysiert wurden, folgendes:

	Rohrbach I	Rohrbach II	Lembach
CaCO ₃	52,23 v. H.	44,69 v. H.	92,40 v. H.
MgCO ₃	41,74 „	35,78 „	5,04 „
(Fe, Al) ₂ O ₃	1,34 „	1,43 „	0,95 „
Unlösliches	5,03 „	18,37 „	1,51 „
Summe	100,34 v. H.	100,27 v. H.	99,90 v. H.

Es ergibt sich daraus, daß die dolomitische Ausbildung in Lothringen durchaus vorherrschend ist, während bei Lembach (im Unter-Elsaß) wie in der Contwiger Gegend vorwiegend kalkige Ausbildung vorliegt.

Außer den oben erwähnten Schill-Bänken und den Oolithen, die ganz auf die nordöstlichen Gebiete beschränkt sind, kommen in dieser Zone noch dünne, zum Teil ziemlich stark glimmerführende und sandige, meist nur etwa 0,10 m dicke Lagen vor; sie sind frisch bläulichgrau, verwittert aber hell ockerfarben und nehmen unter Umständen bei starker Verwitterung das Aussehen eines feinkörnigen Sandsteines an. Bei der sorgfältigsten Beobachtung dieser Lagen in den verschiedenen Brüchen scheint es möglich zu sein, auf sie eine Feingliederung der sonst schwer zu gliedernden OSK zu gründen; denn die Einspülung von Sand dürfte hier in den verschiedenen Gebietsteilen gleichzeitig erfolgt sein. Diesen Lagen entsprechen wohl die von F. HEIM als „Seifensteine“ angeführten Schichten. — An manchen Stellen sind in der OSK auch noch ganz dünne schieferige Mergellagen eingeschaltet. — In den groben Bänken gibt es eigentlich jeden Übergang von echten Schill- über Bruchschill- zu Detrituskalk-Bänken, worin die Schalen zu feinsten

Bruchstücken zerrieben sind. Die Detritusmassen zeigen häufig wellenförmige Ober- und Unterkante im Querbruch, was das Vorhandensein von Großrippeln beweist (vgl. Fig. 2, Taf. 1). — In manchen Kalken sind kleinste, aufgearbeitete, dichte Schlickbröckchen abgelagert, die dann eine eigenartig rauhe Oberfläche und einen meist unregelmäßig durchäderten Querbruch zeigen. Ich möchte solche Kalke der Kürze halber Bröckchenkalke nennen.

Aus dieser kurzen Darlegung des Schichtungscharakters der OSK ist ersichtlich, daß eine einzelne gehende Gliederung zunächst nicht durchführbar ist. Nur eine Bank läßt sich fast im ganzen Gebiet von Peppenkum, Altheim bis nach der Pottschütt-Höhe und dem Weihertal-Kopf durchverfolgen. Es ist dies die oberste Lage, welche eine 0,8 bis 1,2 m mächtige, sehr wenig gebankte und häufig zu Dolomitsand zerfallende Bank darstellt. Sie ist wenigstens im Nordost-Gebiet noch reichlich kalkig, zerfällt aber auch dort zu braunem Kristallsand und verwittert zu rundlichen, wollsackförmigen Gebilden. Diese Verwitterung scheint nach dem Ergebnis von Schliiffuntersuchungen folgendermaßen zustande zu kommen: Pyrit oder Markasit sitzt in feinsten Zonen, meist rings um die umkristallisierten Ooide in dem Gestein. Das Schwefeleisen setzt sich bei der Verwitterung in Brauneisen um. Daher der Farbumschlag von Blauschwarz in Rostbraun. Dabei verlieren die Calcit- oder Dolomitkristalle ihr Bindemittel und fallen ab oder werden weggespült. Auch wird die bei der Oxydation entstehende Schwefelsäure die Verwitterung beschleunigen. — Die Gliederung der Schichten an einzelnen Punkten geht aus den beigegebenen Profilen hervor (Nr. 9—11).

Fossilführung. — An Fossilien führt die OSK in den Schill-Bänken meist herrschend *Pecten discites*, der darin fast gesteinsbildend auftritt; häufig sind noch Trochiten und *Pentacrinus*-Glieder, *Myophoria vulgaris* und in der obersten Lage sind auch *Myophoria orbicularis*, stellenweise *Lima lineata*, auf deren Schalen sich teilweise Kolonien von *Placunopsis ostracina* nachweisen lassen. Gelegentlich wurden dann noch *Cidaris*-Stacheln gefunden. In einer der sehr stark verwitternden Bänke auf der Pottschütt ist eine Reihe von meist ziemlich schlecht erhaltenen Gastropoden beobachtet worden, unter denen *Worthenia* wohl am häufigsten ist. Fischschuppen und ein Wirbelkörper waren die einzigen Wirbeltierreste, die ich finden konnte.

Mächtigkeit. — Die Mächtigkeit der OSK-Zone schwankt innerhalb des Arbeitsgebietes ziemlich beträchtlich. Es ergeben sich „auf der Pottschütt“ und auf der Truppacher Höhe, am Weihertal-Kopf, überall etwa 4 m; von dort sinkt die Schichtmächtigkeit nach Süden und Westen zu und erreicht im Saargebiet nur 2—2,5 m. Ob dieser Mächtigkeitsunterschied auf verschiedene Sedimentationsdauer zurückgeführt werden darf, ähnlich wie innerhalb der Terebratel-Zone, kann weder bewiesen, noch mit guten Gründen bestritten werden. Doch erscheint es mir sehr wohl

möglich, daß die Schichten Ablagerungen gleicher Zeiten darstellen, da durch die Lumachellenbänke, die Schrägschichtung und die Wellenfurchen einwandfrei hervorgeht, daß im östlichen Gebiet durch Strömungen Material abgelagert wurde, das ortsfremd ist, was zu größerer Mächtigkeit führen kann.

k) Die *Orbicularis*-Schichten.

Schichten zwischen Oberer Schaumkalk-Bank und Knochenbank.

Fazies. — Über der OSK folgen meist dünnschieferige oder dünn-schichtige Gesteine von kalkiger oder dolomitischer Fazies, die gewöhnlich einen ziemlich hohen Tongehalt besitzen. Nicht selten sind, wenigstens im Bereiche der Kalkfazies, linsenartige Knollen von Bröckchenkalk, die dem dichten Kalk eingelagert sind. Gelbliche Kalkmergel von etwa 1 m Mächtigkeit habe ich nur am Weihertal-Kopf zwischen OSK und den hangenden kalkigen Schichten gefunden. Die Kalkmergel enthielten dort ein wahres Pflaster von *Myophoria orbicularis*.

Im Bereiche der Dolomittfazies treten außer dünnschieferigen, meist pappdeckeldünnen scherbzig zerfallenden, tonigen Dolomiten (nach SCHALLER 8,2 v. H. bzw. 16,5 v. H. Ton) auch noch etwas dickerschichtige (2—3 cm) ganz dichte Dolomite auf. Frisch sind sie bläulichweiß, verwittert gelblichweiß. Diese Fazies ist ebenfalls ganz ebenschichtig und enthält sehr selten Versteinerungen.

Auf den Schichtflächen dieser etwas tonigen Gesteine findet man an manchen Stellen kleine rundliche, teils dunkelgrünlich, teils rostig braun gefärbte Punkte bis Fleckchen, deren Durchmesser bis 2 mm steigt, aber gewöhnlich kleiner als 1 mm ist. Ich halte diese Fleckchen für die letzten Spuren einer Ooideinschwemmung, welche nur eine dünne Ooidstreuung auf der Schichtfläche hinterließ. Im weiteren Verlaufe der Sedimentation wurde diese dünne Ooidlage zugedeckt; und dabei kam das Ooid unter Verhältnisse, in denen es nicht dauerhaft war. Es löste sich dabei auf, so lange die Schichten noch nicht erhärtet waren; daraus erklärt sich ihre Zusammenpressung in eine Ebene. — Für die Deutung als ehemalige Ooide spricht:

1. Das sicher nachgewiesene Vorkommen dünner Ooidlager in den *Orbicularis*-Schichten (z. B. am Kirchheimer Hof NO. von Bliesdahlheim).
2. Die Art der Verwitterung und Umkristallisation der Ooide in einem Dünnschliff einer solchen Lage. Er zeigt den durch nachträgliche Umwandlung hervorgerufenen Übergang von runden Ooiden zu ganz flach linsenartigen Körpern, die auf einer Schichtfläche angereichert sind. Dies dürfte etwa dem Querschnitt einer solchen Fleckchenlage entsprechen.
3. Daß auch die Ooide der „Knochenbank“ erst dunkelgrünlich, dann rostig anwittern.

Diese Fleckchen können auch in gewissen Lagen der OSK beobachtet werden; SCHUMACHER erwähnt sie ebenfalls aus Lothringen.

Bei der kartographischen Darstellung der Bereiche von Dolomit- und Kalkfazies erhält man wieder die merkwürdige Zunahme der kalkigen Fazies von Südwesten nach Nordosten (vgl. Abb. 1 u. 2).

Ormesheim	D ¹⁾	
Bliedalsheim	D	
Gersheim	D	
Lothringen	D (allgemein, abgesehen von Schweyen bei Hornbach)	
Böckweiler	D mindestens teilweise	
Hengstbach	D—K Übergang	
Riesweiler	D	
Kalköfen-Hübel, N. von Zweibrücken	K	
Scheelwieser Kopf	} N. bzw. NO. { } von Contwig {	
Gödelstein		} K
Pottschütt		
Exerzierplatz Zweibrücken	K	
Alster-Wald (N. von Hornbach) — Schieferige M.—K		
Weihertal-Kopf (Dellfeld)	M + K	
Schweihen SO. von Hornbach	K	

Fossilführung. — In den *Orbicularis*-Schichten herrscht durchaus die *Myophoria orbicularis* vor. Diese ist in ihrer Form und Größe außerordentlich veränderlich. Beachtenswert erscheint mir, daß ich doppelklappige Stücke bis jetzt nur aus dem Gebiete der Kalkfazies kenne (Alster-Wald, Kalköfen-Hübel, Scheelwieser Kopf, Gödelstein und Pottschütt); sie scheinen in der dolomitischen Fazies viel seltener zu sein oder zu fehlen. Umgekehrt habe ich nirgends in dem Bereiche der Kalkfazies Platten gefunden, die in dem Maße von einklappigen Stücken gepflastert waren, wie NW. von Hengstbach in dem Bereiche des Faziesübergangs zwischen Kalk und Dolomit wenig über der OSK, und im Gebiete der rein dolomitischen Fazies bei Gersheim im Liegenden der Knochenbank. Nur in der oben erwähnten Mergellage am Weihertal-Kopf ist das Myophorienpflaster im Gebiet der Kalkfazies noch stärker als an den anderen beiden Punkten. — Außer *Myophoria orbicularis* fand ich noch am Alster-Wald einen *Cidaris*-Stachel und *Gervilleia goldfussi* neben einzelnen Fischschuppen.

Von senkrechter Gliederung dieser dünnschieferigen Schichten kann kaum gesprochen werden, da sie bis zur Knochenbank an derselben Stelle meist dieselbe Ausbildung zeigen, nur daß sie bald mehr, bald weniger tonig bzw. dicker- oder dünner-schichtig sind. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt etwa 2—3 m; sie ist im Norden und Nordosten größer als im Süden und Westen (vgl. Abb. 1 und Tabelle S. 53).

¹⁾ D = Dolomit; K = Kalk; M = Mergel.

Knochenbank.

In den meisten Aufschlüssen der *Orbicularis*-Schichten bildet den Abschluß nach oben an vielen Stellen eine ganz eigenartig aussehende Bank. Sie besitzt dichte oder sehr feinkristalline, in der Regel hellgelbliche, dolomitische Grundmasse, welche neben zahlreichen heute großenteils verwitterten Ooiden von verschiedener Größe auch mehr oder weniger zahlreiche, größere und kleinere Fetzen dolomitischen Gesteins enthält.

Daß diese aufgearbeiteten Fetzen zur Zeit der Umlagerung noch nicht erhärtet waren, das beweisen uns die zahlreichen Ooide, welche an verschiedenen Stellen in die Oberfläche des aufgearbeiteten, sonst ooidfreien Dolomites von außen her eingedrückt wurden (z. B. N. vom Kahlenberger Hof).

Die Ooide sind im allgemeinen ziemlich klein, erreichen aber teilweise auch Größen von etwa 1 mm Durchmesser. Größere waren anscheinend selten. Wenn die Ooide noch verhältnismäßig frisch sind, sehen sie etwas dunkelgrüngrau¹⁾ aus und sind in Dolomit umkristallisiert. Meist teilen sich nur ganz wenige Kristallindividuen in das einzelne Ooid. Bei beginnender Zersetzung findet man manchmal in dem Ooidhohlraum einen Dolomitekristall; dies spricht für Auflösung des Dolomites und nachträgliche Wiederausscheidung. Gewöhnlich sind aber die Ooide schon sehr stark verwittert; sie erscheinen dann als kugelförmige Hohlräume, deren Wände von etwas Brauneisen ausgekleidet sind.

Die Fazies der Knochenbank ändert sich innerhalb des Arbeitsgebietes. Allem Anschein nach bahnt sich auch in ihr ein Übergang zur Kalkfazies an; denn die Proben von Kalköfen-Hübel, dem nördlichsten Vorkommen, das durch Verwitterung nicht allzusehr verändert ist, zeigt schon den Übergang in eine dichte Ca-reichere Fazies, die in unserem Gebiet überall die Dolomite dort auszeichnet, wo sie in Kalk überzugehen beginnen. Die Ooidführung scheint nach Norden und Nordosten zu schwächer zu sein als im Gebiet von Gersheim-Kahlenberger Hof—Kirchheimer Hof. Auch die Größe der aufgearbeiteten Fetzen sinkt in der gleichen Richtung, denn wir haben im Norden nur mehr kleine, höchstens 2 cm große Fetzen, während im Süden dieses Maß schon ziemlich weit unter der Durchschnittsgröße liegt. Es scheint also Rückgang der Ooidführung parallel zu laufen mit Rückgang der Größe aufgearbeiteter Stücke, das heißt mit der Stärke der Wasserbewegung. Ob die Entstehung dieser Bank mit einer untermeerischen Schwelle zusammenhängt, wie bei Oolithbänken des rechtsrheinischen Gebiets (vgl. VOLLRATH, 1924; FRANK, 1928; BARG, 1933), darüber läßt sich schwer etwas aussagen; denn das Weiterverfolgen der Schicht auf lothringischem Gebiet war nicht möglich und im nördlichen

¹⁾ Was VAN WERVEKE (1895; Erl. Bl. Saargemünd, S. 25) als „glaukonitischen Dolomit“ angibt, ist nach der ganzen Beschreibung die angewitterte Knochenbank.

Gebiet ist man durchaus auf einzelne Blöcke angewiesen, die im „Höhenlehm“ liegen. Diese sind zwar auf Grund ihrer eigentümlichen Struktur ganz sicher zu erkennen, aber sie stellen doch immer nur einen Teil der Bank dar und sind meist sehr stark verwittert. Auf alle Fälle aber wird man annehmen dürfen, daß das Meer bei der Ablagerung der Knochenbank in den südlichen Teilen meines Arbeitsgebietes mit ihrem gröberen Aufarbeitungsmaterial flacher war als im Norden. Dafür spricht auch die Tatsache, daß die in der Knochenbank eingebetteten Geröllchen im Nordosten ebenso aus hellgelbem Dolomit bestehen, obwohl die unterlagernden Schichten alle aus Kalk bestehen. Sie müssen also von dem Dolomitablagerungsgebiet im Südwesten nach Nordosten verschwemmt sein.

Die Mächtigkeit der Knochenbank beträgt bei Riesweiler 1,0 m, bei Gersheim 0,8 m, am Kahlenberger Hof mindestens 0,8 m und bei Bliesdalheim mindestens 0,5 m. Bei ihren anderen Vorkommen konnten die Mächtigkeiten nicht mehr bestimmt werden.

Bemerkenswert ist noch, daß bei Riesweiler Bleiglanz in der Bank vorkommt. Dieser ist aber erst nachträglich in der Schicht gebildet worden; das geht daraus hervor, daß er tektonische Klüfte einnimmt, die 300° (NW.) streichen. Von einer solchen Kluft aus war eine Myophorienschale ganz durch metasomatische Verdrängung in Bleiglanz umgewandelt worden. An anderen Stellen wurden vorhandene Hohlräume ausgefüllt.

Außer *Myophoria orbicularis* konnte ich in der Knochenbank keine Fossilreste beobachten. Die Knochen, die auch HEIM in der Pfalz als selten angibt, scheinen an gewissen Stellen in Lothringen und dem Unteren Elsaß (vgl. Erl. Bl. Niederbronn, S. 29) für die Zone so bezeichnend zu sein, daß man der Bank darnach den Namen gegeben hat. Dies weist nicht auf tieferes Wasser in dem Gebiete von Wolmünster hin, sondern umgekehrt, wie die Kalk-Dolomitfaziesverteilung und die Stärke der Aufarbeitung im südlichen Teil meines Arbeitsgebietes, für tieferes Wasser in dem weiter nördlich gelegenen Gebiete der Pfalz.

Der Abstand der Knochenbank von der Oberkante der OSK ergibt folgende Werte (da meistens die OSK und Knochenbank nicht zusammen in einem ungestörten Profil vorkommen, ergeben sich nur Mindestwerte):

Gersheim	1,5 + x	m
Bliesdalheim	1,0	„
Biesingen	2,0 (+?)	„
NO. von Althornbach	1,0 + x	„
Wattweiler	1,4 + x	„
Kalköfen-Hübel	3,0 (+ x?)	„
Scheelwieser Kopf	3,0 (+ x?)	„
Exerzierplatz Zweibrücken	1,9 + x	„
Weihertal-Kopf	2,0 + x	„

Schichten über der Knochenbank.

Schwierig ist die Frage der Grenzziehung des Wellengebirges gegen den Mittleren Muschelkalk. An den wenigen Stellen, wo die Schichten

unmittelbar über der Knochenbank noch erschlossen sind, z. B. bei Gersheim, Bliesdalheim und Riesweiler, finden sich fossilfreie hellgelbe oder blaß-blaugraue Dolomite, die denen unter der Knochenbank in weitem Maße gleichen, nur etwas dickerschichtig sind. Bei Riesweiler liegen Zellendolomite unmittelbar über der Knochenbank. — HEIM gibt über der Knochenbank noch etwa 2 m fossilfreie Dolomite an, die denen der *Orbicularis*-Schichten gleichen; er rechnet sie daher noch zum Unteren Muschelkalk. Auch in Lothringen wurden diese versteinierungsfreien Schichten in ungefähr 2—3 m Mächtigkeit gefunden und zum Wellengebirge gestellt.

B. Stratigraphischer Vergleich mit dem rechtsrheinischen Wellengebirge.

Trochiten-Zone und Fossilhorizonte des Oberen Buntsandsteins.

Welche stratigraphischen Parallelen mit dem rechtsrheinischen Gebiet können wir auf Grund dieser Beobachtungen im linksrheinischen Gebiete ziehen?

Am wahrscheinlichsten ist die Äquivalenz des pfälzischen Beneckeien-Lagers mit dem Beneckeien-Hauptlager des Mosbacher und Freudenstädter Gebietes. Denn die Seltenheit der *Beneckeia* außerhalb ihres Lagers¹⁾ macht es wahrscheinlich, daß die einmalige Einwanderung von zahlreichen Beneckeien, die größtenteils Jugendexemplare darstellen (etwa bis zu 7 mm Durchmesser), zeitlich dem Hauptlager der angrenzenden rechtsrheinischen Gebiete entspricht; denn außerhalb ihres Hauptlagers ist die *Beneckeia* nach den Angaben des Schrifttums im rechtsrheinischen Gebiete wohl vorhanden, aber nur spärlich. Es dürften also kaum begründbare Zweifel an der Äquivalenz aufkommen. Nun liegen bei Freudenstadt 16—18 m und im Heidelberg-Mosbacher Gebiet 20—25 m, in der Pfalz aber nur gegen 7 m marine Fazies unter den äquivalenten Beneckeien-Lagern (vgl. Tabelle S. 15). Dies deutet schon an sich für ein höheres Emporreichen der terrestrischen Buntsandsteinfazies im linksrheinischen Gebiet hin; aber es gibt dafür auch einen weiteren paläontologischen Beweis.

Nach VOLLRATH tritt die *Terebratula vulgaris* zum erstenmal in der Oo- β^2) bzw. ihren Äquivalenten auf (Sandglimmerkalk des Maindreiecks, Konglomeratbank- β des Mosbacher Gebietes, und M. SCHMIDT's obere Bank der „Liegenden Dolomite“). Nun wurde aber die *Terebratula*

¹⁾ Sie wurde bisher in der Pfalz nur in diesem Lager und dann noch von HEIM etwa 1 m unter der Oberen Terebratel-Bank beobachtet. In Lothringen wurde sie aber im Gegensatz zu den Angaben im Schrifttum vermutlich durch ungenaue Zitierung der Angaben SCHUMACHER's (M. SCHMIDT 1907, VOLLRATH 1924) nicht beobachtet, sondern nur im nördlichen Elsaß bei Niederbronn und Wörth (Obere Trochiten-Bank), dagegen erwähnt sie WEISS (1875) in den Erl. z. Bl. Dudweiler aus dem Saargebiet, ohne Angabe des Horizontes.

²⁾ Oo- β = Oolithbank- β des thüringischen Wellengebirges (FRANTZEN, 1888).

vulgaris in Lothringen nicht, wie VOLLRATH glaubte, erst 2,6 m über dem Grenzletten gefunden, was nach dem Schrifttum der „Oberen Trochiten-Bank“ entspräche, sondern sie tritt schon in der „Unteren Trochiten-Bank“ in ganz Lothringen ziemlich häufig auf und wurde auf Blatt Pfalzburg gar schon 3 m unter der Oberkante des Grenzletten in einem dünnen Dolomitbänkchen gefunden. Da aber eine Meeresverbindung nach Süden oder Südwesten, zum mindesten für jene Zeit, nicht in Frage kommt, kann die *Terebratula* nur aus Nordosten eingewandert sein. Sie konnte aber in Lothringen nicht früher erscheinen, als in den angrenzenden Gebieten. Das heißt also, daß die Oo- β = Konglomeratbank- β = Liegende Dolomitbank- β mindestens so alt ist wie dieses Terebratel-Vorkommen. Also begann bei Pfalzburg die Sedimentation der letzten 3 m Buntsandsteinfazies zu einem Zeitpunkt, als im Gebiet von Freudenstadt die Liegende Dolomitbank- β , die bei Freudenstadt etwa 3 m über der Faziesgrenze liegt, bereits abgelagert war.

Es ist also zum mindesten eine Parallelisierung dieser Pfalzburger Trochiten-Bänke mit den Liegenden Dolomiten des Freudenstädter Gebietes und deren Äquivalenten unmöglich, im Gegensatz zu M. SCHMIDT, HEIM, STAESCHE, VOLLRATH und FRANK, welche gleiches Alter dieser beiden Lager für erwiesen hielten.

Eine andere Frage ist es: dürfen diese Trochiten-Lager im unteren und mittleren Teil der Trochiten-Zone von Pfalzburg denen der ganzen Pfalz und Lothringens stratigraphisch gleichgestellt werden oder läßt sich dort eine zeitliche Verschiedenheit ihrer Entstehungszeit nachweisen oder wahrscheinlich machen?

1. Wie oben S. 14f. nachgewiesen wurde, handelt es sich bei den Trochiten-Bänken nicht um durchgehende Bänke, sondern um örtliche Bildungen. Eine strenge Gleichzeitigkeit von Trochiten-Bänken liegt also nicht vor.
2. Es taucht aber auch die Frage auf, ob nicht innerhalb unseres Arbeitsgebietes der Umschlag zwischen Buntsandstein- und Wellengebirgsfazies zu verschiedener Zeit erfolgte. Dadurch würden die Trochiten-Bänke erst recht ungeeignet als Leithorizonte.

Über diese Frage Sicheres zu sagen, ist nicht möglich. Man könnte zunächst daran denken, aus der Mächtigkeit der Schichten zwischen der Grenze mu/bs-Fazies und dem nächst höheren, schon in weitem Gebiete verfolgten stratigraphischen Horizont, nämlich der Haupt-Terebratelbank, Schlüsse zu ziehen auf gleichzeitiges oder zeitlich verschiedenes Einsetzen der Wellengebirgsfazies (vgl. Tabelle S. 24). Da aber die Schichtmächtigkeit gleichzeitiger Ablagerungen stark von der Senkungstendenz des Bildungsraumes abhängt, müssen wir versuchen, zunächst zu erfahren, ob diese im ganzen Gebiet gleich war oder ob ört-

liche Verschiedenheiten vorhanden waren. Dies ist durch Vergleich der Mächtigkeiten möglich:

- A. Sind nämlich in zwei Gebieten mehrere entsprechende Horizonte gleich mächtig, so müssen wir gleiche Senkung an beiden Orten für wahrscheinlich halten. Bestehen aber
- B. Unterschiede, so ist immerhin
 1. gleiches Mächtigkeitsverhältnis mehrerer Horizonte an verschiedenen Orten möglich; dies spricht für gleichmäßige Einmündung,
 2. kann aber auch sonst eine Unregelmäßigkeit vorliegen, deren Grund dann noch klargelegt werden muß.

Für die Schichten über der Terebratel-Bank haben wir den Fall A verwirklicht (vgl. Abb. 1), für die marinen Schichten unter der Haupt-Terebratelbank dagegen Fall B 2. Nun geht aber aus Fall A hervor, daß das Gebiet in gleicher Weise gesenkt wurde. Die marinen Schichten unter der Terebratel-Zone haben aber doch große Unterschiede in ihrer Mächtigkeit aufzuweisen (vgl. Tab. S. 24) und zwar wesentlich geringere Mächtigkeit im Gebiet von Saarbrücken. Da aber wohl kaum ein wesentlicher Wechsel der Senkungstendenz für den fraglichen Zeitraum in Frage kommt, müssen wir als wahrscheinlich annehmen, daß auch im Gebiet von Saarbrücken Sedimente annähernd gleicher Mächtigkeit abgelagert wurden, nur daß im Westen teilweise terrestrische Ablagerungen, im Osten aber nur marine Sedimente gebildet wurden.

Ein wichtiger Hinweis zu dieser Erwägung gab mir eine Beobachtung in einem Steinbruch, der am Weg vom Breitenberger Hof (bei Bischmisheim) zum Hochwald Halberg wenig S. vom Waldrand liegt.

Die liegenden Teile dieses Bruches werden von ziemlich dickbankigen, fossilfreien, grauen Sandsteinen mit schönen Wellenfurchen gebildet. Diese graue Farbe beobachtete ich nie im Muschelsandstein, sondern nur in entfärbten Zonen des Voltziensandsteins. Ich halte daher diese liegenden Schichten für Buntsandstein. Die Oberfläche dieser Buntsandsteinschichten stellt keine Ebene dar, sondern sie steigt am Nordrand des Bruches an, obgleich die hangenden Sandsteinschichten des Wellengebirges wagrecht liegen. Diese Unebenheit der Buntsandsteinoberfläche ist also schon ursprünglich vorhanden gewesen.

Über diesen Sandsteinen liegt zunächst ein etwa 0,10 m mächtiges, grüngraues sandig-glimmeriges Tonband, das im ganzen Bruch durchgeht. Darüber folgen dann im mittleren Teil des Bruches etwa 0,80 m eines Versteinerungen (*Myophoria vulgaris* und *M. laevigata*, *Pecten*, *Pleuromya*, Wurmspuren, Knochensplitter und Pflanzenreste) führenden, schwach punktierten, hellgelblichen, sehr porösen Sandsteins in Bänken von etwa 0,05—0,10 m Mächtigkeit, der die Wellengebirgsfazies einleitet.

Darüber zieht ein weiteres grüngraues Tonband durch. Verfolgt man

nun die beiden Tonbänder, so sieht man, daß sie gegen den Nordrand des Bruches sich immer näher kommen und schließlich miteinander verschmelzen. Die dazwischenliegenden Muschelsandsteine keilen daher nach Norden hin aus. Umgekehrt keilt das obere Tonband gegen Süden zu zwischen den darüber und darunter liegenden Muschelsandsteinen aus. Verfolgt man die im Norden unter dem oberen Tonband gelegenen Muschelsandsteine noch weiter nach Süden — dies wird durch deren schöne Bankung ermöglicht — so ergibt sich, daß ihre Mächtigkeit gegen Süden allmählich bis auf 1,2 m anschwillt. Über den Bruch hinaus konnte das Verhalten dieser auskeilenden Muschelsandsteine nicht verfolgt werden. — Über dem oberen Tonband sind noch weitere 1,2 m Muschelsandstein aufgeschlossen.

Dieser Aufschluß zeigt, daß der Buntsandstein im Saargebiet auf Kosten des Wellengebirges an Mächtigkeit gewinnt, und beweist die zeitliche Verschiedenheit der Unterkante der Wellengebirgsfazies.

STAESCHE'S Beobachtungen von Fechingen lassen sich in gewissem Maß mit dieser Erkenntnis in Einklang bringen. Er beschreibt von Fechingen das auffallend häufige Auftreten von crinoidenführenden Fossilagen, deren oberste unmittelbar unter dem Grenzletten liegt und „durch immer wieder auftretende Dolomitbänke den Anschluß an den mittleren Horizont“ bei 6—7 m unter der Faziesgrenze erhält. Dies spricht für starke marine Einflüsse in diesen obersten 6—7 m, die sonst nirgends in solchem Ausmaß vorhanden sind. Diese starke Beeinflussung durch marine Lagen könnte man durch die Annahme deuten, daß hier kurze Vorstöße des in nächster Nachbarschaft schon früher stehenden Wellengebirgsmerees in den Bereich der Buntsandsteinsedimentation vorliegen. Dies wurde in Abb. 1 schematisch angedeutet. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang auch die Tatsache, daß die Zusammenzählung der Mächtigkeit der unter der Terebratel-Zone gelegenen Wellengebirgsschichten und der 6—7 m stark marin beeinflussten Buntsandsteinschichten bei Fechingen 20—22 m ergeben; das entspricht etwa gerade der Mächtigkeit von Trochiten-Zone und Mergeligen Schichten im Gebiet der westlichen Pfalz (vgl. Tab. S. 24).

Aus der zeitlichen Verschiedenheit der Faziesgrenze ergibt sich aber auch eine zeitliche Verschiedenheit der Bildung der Trochiten-Bänke bei Saarbrücken und Umgebung bzw. denen der Gegend von Zweibrücken. Vielleicht sind bei Saarbrücken die Äquivalente der Trochiten-Zone noch ganz in Buntsandsteinfazies ausgebildet. — Nun ist aber im größten Teile des Gebietes, fast überall O. der Blies, die Mächtigkeit der Schichten zwischen der Haupt-Terebratelbank und der Grenze bs-mu annähernd 20—23 m. Für diese Gebietsteile kann man wohl annähernd gleichzeitiges Einsetzen der marinen Fazies und annähernd gleichzeitige Bildung der Trochiten-Zone annehmen. Es sind also auch die dortigen Trochiten-Bänke mit die ältesten im pfälzisch-lothringischen Wellengebirge.

Mit der Erkenntnis, daß die Grenze zwischen Wellengebirgs- und Buntsandsteinfazies keine Zeitgrenze darstellt, sind auch die Grundlagen für die Parallelisierung gleich tief unter der Grenze liegender Fossilhorizonte genommen (vgl. S. 7 f.). Die „Konstanz“ ihrer Lage unter der Grenze kann nicht als Beweis gelten; denn

1. liegen die Beobachtungspunkte zu weit entfernt; wir können nämlich bei ihrer großen Entfernung nicht wissen, ob von zwei oder drei gleich tief unter der Faziesgrenze gelegenen Fossilbänken alle gleiches Alter haben oder ob nicht verschiedenalterige Bänke den gleichen Abstand von ihr besitzen, weil sie keine Zeitgrenze darstellt;
2. sind die „Fossilhorizonte“ tatsächlich keine durchgehenden Lager, sondern Ablagerungen beschränkter Becken und daher nur örtliche Linsen, deren marine Fauna von einem Meeresvorstoß stammt, die aber keineswegs dauernde Verbindung mit dem Meere haben mußten. Dies nimmt FRENTZEN (1931) an.

STAESCHE und VOLLRATH halten das tiefste beobachtete Fossilvorkommen von Wolmünster (12 m unter dem Grenzletten) für ein Äquivalent der Myophorien-Schichten von Mosbach. Beweisen läßt sich dies nicht; doch besteht zum mindesten die Gewißheit, daß dieses Fossilager nicht älter ist als die Myophorien-Schichten, da vorher im ganzen südwestdeutschen Triasbecken keine marinen Fossilien (abgesehen von *Arenicoloides*) bekannt sind. Wahrscheinlicher ist mir aber, daß dieses Vorkommen erst einem der späteren Vorstöße des Wellengebirgsmeeres entspricht. Die Obere Konglomeratbank VOLLRATH's nämlich, die bei Mosbach 22 m, im Jagstgebiet mit seiner geringeren Mächtigkeit etwa 14 m über den Myophorien-Schichten liegt, entspricht zeitlich schon Schichten, die bei Pfalzburg mindestens 3 m unter der Buntsandsteinoberkante liegen. Diese Tatsachen lassen die Äquivalente der Myophorien-Schichten unter dem Fossilhorizont von Wolmünster erwarten. Eher möglich erscheint mir eine Parallelisierung dieses Vorkommens mit dem Einsetzen der Mosbacher Grenzschichten, doch läßt sich diese Auffassung so wenig lückenlos beweisen, wie die von VOLLRATH, welcher diese Schichten mit dem „mittleren Fossilhorizont“ (6—7 m unter der Faziesgrenze) vergleicht (vgl. VOLLRATH, 1928).

STAESCHE griff VOLLRATH's Anschauung von der Äquivalenz des Muschelkalks und der Rötfaies im Gebiete von Mosbach bzw. Freudenstadt nicht an der Stelle an, wo er meiner Überzeugung nach hätte angreifen müssen, nämlich in der Untersuchung der Frage, ob die „Liegenden Dolomite“ des Freudenstädter Gebietes tatsächlich mit den Konglomeratbänken des Mosbacher Gebietes parallelisiert werden dürfen oder nicht. Sobald nämlich die Äquivalenz dieser Bänke feststeht, was VOLLRATH (1924) wahrscheinlich machte, kann die Gleichzeitigkeit nur

bestritten werden durch die nach VOLLRATH (1928) unbegründbare Annahme einer Schichtlücke im Freudenstädter Gebiet. Da bisher keine Untersuchungen über diese Frage gemacht sind, nehme ich VOLLRATH's Deutung mit Vorbehalten an.

Es ergibt sich demnach ein immer höheres Emporreichen der Bunt-sandsteinfazies in der Reihenfolge Mosbacher Gebiet—Freudenstädter Gebiet (Auskeilen der Mosbacher Grenzschichten)—Lothringen—Pfalz (Auskeilen der Marinfazies der „Liegenden Dolomite“ von Freudenstadt und eines weiteren Schichtabschnittes von unbekannter Mächtigkeit etwa 3—5 m)—Saarbrücken (Auskeilen eines Teiles der Trochiten-Zone der Pfalz).

Vorkommen von *Terebratula ecki* und dessen stratigraphische Bedeutung.

Von einzelnen Forschern (VOLLRATH, FRANK) wird das Vorkommen von *Terebratula (Dielasma) ecki* in etwa 12 m über dem Grenzletten etwas unter oder über der Unteren Myaciten-Bank¹⁾ sehr stark in den Vordergrund gestellt. VOLLRATH schreibt (1928, S. 31) von einem „Hauptlager der *Terebratula ecki* in Lothringen“ und parallelisiert es mit dem rechtsrheinischen *ecki*-Hauptlager; und FRANK (1929, S. 45) schreibt: „Den rauhen Dolomiten (Bleiglanzbank SCHALCH's) scheint in Lothringen die Myacitenbank α zu entsprechen. Das Auftreten von *Terebratula ecki* macht diese Verbindung noch wahrscheinlicher, als die stratigraphische Lage“. Nun aber schreibt SCHUMACHER ausdrücklich, daß an der Fundstelle „nur wenige Exemplare“ gefunden wurden. Sonst wird in den sehr ausführlichen Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten nirgends mehr aus dieser Höhenlage die *Terebratula ecki* erwähnt; dagegen schreibt VAN WERVEKE (Erl. zu Bl. Saarbrücken, 1906) ohne Angabe neuer Beobachtungen von einem „Hauptlager“ im untersten Teil der Region der Myaciten-Bänke. Mir scheint trotz dieser Angabe von L. VAN WERVEKE die Seltenheit der *Terebratula ecki* auch für Lothringen sicher zu sein. Und aus einem so vereinzelt, horizontal bekanntem Vorkommnis eine Parallelisierung auch nur für wahrscheinlich zu halten, scheint mir umso gewagter, als die *Terebratula ecki* tatsächlich, wie im rechtsrheinischen Gebiet so auch in Lothringen, aus anderen Lagen bekannt ist, in Lothringen aber in allen Horizonten nur als Seltenheit.

Stratigraphische Stellung der pfälzischen Terebratel-Zone.

Von der Terebratel-Zone möchte M. SCHMIDT die lothringisch-pfälzische Haupt-Terebratelbank als Äquivalent des unteren terebratel-führenden Dolomites von Freudenstadt ansehen. Dagegen möchte er die

¹⁾ Diese liegt hier anscheinend höher als gewöhnlich angegeben wird.

lothringische Zone der Oberen Terebratel-Bänke infolge der verhältnismäßig großen Mächtigkeit der zwischen diesen und der Haupt-Terebratelbank liegenden Schichten nicht ohne weiteres mit Teilen des Freudenstädter Hauptlagers der *Terebratula vulgaris* gleichstellen, sondern glaubt an stratigraphisch höhere Lage.

HEIM und VOLLRATH betrachten dagegen beide nur die Zone der Oberen Terebratel-Bänke von Lothringen als Äquivalente des Freudenstädter Hauptlagers. VOLLRATH stützt sich in der Begründung vollkommen auf HEIM, der zunächst den Wert der Mächtigkeitsgleichheit zu sehr betont (er geht davon aus, daß 1. die Untergrenze des Muschelkalks in beiden Fällen gleichzeitig sei, daß 2. die Mächtigkeit des Wellengebirges in beiden Fällen gleich ist, daß 3. zeitlich gleichen Teilabschnitten auch gleiche Mächtigkeiten entsprechen). Der zweite Grund, den HEIM anführt, den Vergleich der Faunen, halte ich ebenso wenig für zwingend, wenn auch manches für ihn spricht, weil es sich nicht um Leitformen handelt. Trotzdem ist auch mir diese Deutung wahrscheinlicher, als die von M. SCHMIDT, da ich eine Abnahme der Terebrateln innerhalb der Haupt-Terebratelbank nach Osten zu beobachten konnte, die anscheinend noch weiter nach Osten zu anhält, wo dann vielleicht in den äquivalenten Schichten die Terebratelführung ganz verschwindet (vgl. oben S. 27 f.), aber sicher läßt sich dies nicht behaupten.

Nun kommt HEIM auf Grund des Mächtigkeitsverhältnisses zwischen der Oo- γ in Thüringen bezw. des Freudenstädter Hauptlagers mit der Gesamtmächtigkeit des Wellengebirges in Meiningen bezw. Freudenstadt durch eine zweifelhafte Verhältnisgleichung ($5 \text{ m} : 110 \text{ m} = 2,5 \text{ m} : 56 \text{ m}$) zu der Auffassung, daß das Freudenstädter Hauptlager ein Äquivalent der ganzen Thüringer Oo- γ darstellt, daß also die Lothringer Haupt-Terebratelbank stratigraphisch tiefer liege als die Oo- γ .

Demgegenüber geht VOLLRATH von der Voraussetzung aus: Die *Terebratula* kann in Lothringen nicht früher vorkommen als im übrigen Südwest-Deutschland, also muß die Haupt-Terebratelbank in Lothringen und der Pfalz der unteren Oo- γ äquivalent sein, nach HEIM ist aber die Zone der Oberen Terebratel-Bänke Lothringens dem Hauptlager von Freudenstadt äquivalent (was wahrscheinlich, aber nicht beweisbar ist; d. Vf.); ferner ist der Abstand der Haupt-Terebratelbank von der Zone der Oberen Terebratel-Bänke zu groß, als daß noch Äquivalenz mit den oberen Teilen von Oo- γ bestehen könnte (vgl. SCHMIDT, 1907). Daraus schließt VOLLRATH: Das Hauptlager von Freudenstadt ist ebenso wie die Zone der Oberen Terebratel-Bänke in Lothringen jünger als die Oo- γ und die Terebrateln können nach Freudenstadt nur aus Lothringen eingewandert sein, da zu dieser Zeit sonst in Südwest-Deutschland dieser Brachiopode fehlte.

Dieser Beweisführung von VOLLRATH kann aber sehr wohl entgegen gestellt werden, daß wir für die Haupt-Terebratelbank gar keine Ein-

wanderung von anderen Beckenteilen anzunehmen brauchen, da, wie SCHUMACHER berichtet und wie ich selbst z. B. am Hornbacher Berg SO. von Blieskastel beobachten konnte, in den mergeligen Schichten gelegentlich einzelne Terebrateln vorkommen. Diese könnten sehr wohl mit einem Schlage sich sehr stark vermehren, vielleicht beim plötzlichen Eintreten von günstigen Lebensbedingungen, deren Vorhandensein ja auch für den Fall der Einwanderung angenommen werden muß! So ist auch für die Parallelisierung der Lothringer Haupt-Terebratelbank mit der Thüringer Oo- γ kein einwandfreier Beweis zu erbringen, und damit besteht auch kein sicherer Anhaltspunkt für das Verhältnis von Oo- γ zu dem Freudenstädter Terebratel-Lager. Damit entfallen auch die Anhaltspunkte für die von VOLLRATH angenommenen Wanderungswege der *Terebratula vulgaris*.

Bei dieser großen Unsicherheit will ich mich lieber für keine der Auffassungen entscheiden und den Rat M. SCHMIDT's befolgen: „Es ist wohl besser, auf ein solches Parallelisieren im einzelnen in nicht ganz zweifellosen Fällen einstweilen zu verzichten“.

Stratigraphische Stellung der *Pentacrinus*-Bank und der Schaumkalk-Zonen.

Die hangende *Pentacrinus*-Bank scheint in weitestem Maße der *Spiriferina*-Bank des rechtsrheinischen Gebietes zu entsprechen und wurde daher von allen bisherigen Bearbeitern als deren Äquivalent links des Rheines betrachtet. Ungefähr stimmen die beiden Bänke zweifellos überein; doch ich könnte keine entscheidenden Gründe für ihre unbedingte stratigraphische Gleichwertigkeit erbringen. Denn es erscheint doch eigenartig, daß zu einer Zeit im ganzen südwestdeutschen Wellengebirge eine sehr deutlich feststellbare Bank entstanden sein soll. Wenn aber tatsächlich ein irgendwie auffallendes Äquivalent der *Spiriferina*-Bank im linksrheinischen Gebiete vorhanden ist, dann ist es sicher die *Pentacrinus*-Bank. Ein weiteres Bedenken, das ich gegen die Parallelisierung habe, ist darin begründet, daß tatsächlich sehr wenige Beobachtungspunkte der *Pentacrinus*-Bank in situ vorhanden sind. Ob man aber bei deren geringer Anzahl im strengen Sinn von Gleichzeitigkeit der *Pentacrinus*-Bank selbst sprechen darf, erscheint mir zweifelhaft. Immerhin ist aber das plötzliche Auftreten von fünfeckigen Seeliliengliedern ein Anhaltspunkt, der auf faunistische Beziehungen zu Nachbargebieten hinweist, ebenso wie das Spiriferinen-Vorkommen in den Gebieten S. des Mains. Die Tatsache, daß bei Würzburg und Meiningen *Spiriferina* und *Pentacrinus* gemeinsam in einer der gewöhnlichen *Spiriferina*-Bank entsprechenden Lage vorkommen, wird als Anhaltspunkt für gleichzeitige Bildung angesehen. Es ist also sehr wohl möglich, ja sogar wahrscheinlich, daß die Äquivalenz mit Recht angenommen wird. Unbedingt zwingende Gründe liegen aber nicht vor.

Bei der USK unseres Gebietes könnte man bezweifeln, ob sie wirklich im ganzen Gebiet in unbedingt gleichen Zeiten abgelagert wurde; denn der große Mächtigkeitsunterschied (0,5—2,5 m) scheint dagegen zu sprechen. Dies läßt sich aber so wenig wie das Gegenteil sicher beweisen. Wahrscheinlich ist, daß in dem westlichen Gebiet, wo die Mächtigkeit der zwischen USK und OSK gelegenen Schichten geringer, die Mächtigkeit der Dolomitbänke aber ausnahmslos sehr groß ist, die Fazies der grobgebankten kristallinen Dolomite länger ausgebildet wurde, als in dem östlichen Gebiete, wo die Mächtigkeit der Zwischenschichten größer, die der groben Bänke aber geringer ist. Daß die USK nach Osten zu in den heute bereits abgetragenen Wellengebirgsschichten über dem Pfälzer Wald ähnlich wie die OSK schon innerhalb des Arbeitsgebietes in die oolithische Fazies der Schaumkalk überging, ist möglich, aber nicht erweisbar. Sie könnte ihrer Lage nach auch der Unteren Schaumkalk-Bank des rechtsrheinischen Gebietes. (BARG's SK₁) entsprechen, aber die Unterbrechung zwischen Heidelberg und dem Gebiet von Dellfeld, dem östlichsten Fundpunkt in der Pfalz ist so groß, daß eine Unsicherheit der Parallelisierung wohl kaum zu vermeiden ist.

Für die OSK ist eine Äquivalenz mit gewissen Teilen der Mosbach-Heidelberger Schaumkalk-Zone sehr wahrscheinlich; doch lassen sich bestimmte, irgendwelchen Bänken des Mosbacher Gebietes äquivalente Einzelbänke nicht feststellen. Denn die im Osten etwa 4 m mächtige Zone der OSK muß als Einheit aufgefaßt werden und kann nicht weiter gegliedert werden, nur daß die oberste, annähernd 1 m mächtige, ebenfalls teilweise oolithische Bank, wie ich oben schon ausführte, in gewissem Maße eine Sonderstellung einnimmt. Daß die OSK als solche einem Teile der rechtsrheinischen Schaumkalk-Zone entspricht, dafür kann die Lage unter den *Orbicularis*-Schichten (die oberste oben erwähnte Bank führt schon fast überall reichlich *Myophoria orbicularis*) geltend gemacht werden. Möglich wäre die Äquivalenz mit BARG's SK₂.

Stratigraphische Stellung der *Orbicularis*-Schichten.

Die *Orbicularis*-Schichten, die im Nordosten schon rein faziell durchaus denen des Heidelberg-Mosbacher Gebietes entsprechen, sind wohl stratigraphisch annähernd gleichwertig. Nur ist auch hier, wie dort die Schwierigkeit der Abgrenzung gegen den Mittleren Muschelkalk vorhanden. Stellt man mit GENSER (1930) die rechtsrheinischen *Orbicularis*-Schichten in den mm, so sind auch die linksrheinischen diesem zuzuteilen.

Die Knochenbank, die innerhalb der *Orbicularis*-Schichten liegt, wird von REIS (1909) als Äquivalent der Oberen SK-Bank von Höchhausen bei Neubrunn angesehen und auch VOLLRATH und FRANK stimmen ihm darin zu. Diese schließen daraus, daß nur die über der Knochenbank liegenden Schichten stratigraphisch den rechtsrheinischen *Orbi-*

cularis-Schichten entsprechen. Nun hat aber H. BARG (1933) nachgewiesen, daß diese Obere Schaumkalk-Bank (BARG's SK₃) in Baden nur auf die nähere Umgebung der Tauberbarre beschränkt ist und von dort nach Südwesten auskeilt. Sie stellt eine Einlagerung in den *Orbicularis*-Schichten dar und kann durch diese ganz verdrängt werden. Damit entfällt jeder Beweis für die obenerwähnte Schlußfolgerung VOLLRATH's und FRANK's. Für den Fall, daß Knochenbank und SK₃ einander tatsächlich stratigraphisch entsprechen — dies ist wahrscheinlich, aber nicht beweisbar — ist sogar zu erwarten, daß auch noch unter der Knochenbank Äquivalente der *Orbicularis*-Schichten liegen. Damit stimmt die Tatsache überein, daß in Lothringen und in der Pfalz die *Myophoria orbicularis* führenden Schichten von dem oberen Teil der OSK bis zur Oberkante der Knochenbank reichen, während die Schichten über der Knochenbank fossilfrei sind.

C. Paläogeographische Folgerungen.

Als neue paläogeographische Folgerung ergab sich: Das Wellengebirgsmeer transgredierte in das lothringische Gebiet später als in das Gebiet von Freudenstadt, und auch innerhalb des pfälzisch-lothringisch-saarländischen Beckens erfolgte die Meeresstransgression nach Westen zu immer später.

Die übrigen auf Grund der faziellen Veränderungen möglichen Folgerungen hat schon KRAUS (1921 und 1925) gezogen. Im wesentlichen stimme ich mit ihm überein, doch habe ich gegen manche Punkte Bedenken.

Faziesverzahnung.

KRAUS nimmt mit Recht an, daß das Wellengebirgsmeer ein im Norden und Westen durch ein großes Festland abgeschlossenes Becken¹⁾ einnahm, dem von allen Seiten Sand zugeführt wurde. Daher die Zunahme der Sandmächtigkeit in dieser Richtung.

Seine Profilskizze von der Zunahme dieser Sandmächtigkeit ist zu sehr schematisch. Denn diese erfolgt unter fortwährender Verzahnung der sandigen mit der tonigen Fazies, wobei allerdings in den angegebenen Richtungen die Gesamtmächtigkeit des Sandes immer mehr zunimmt. Ein Profil ergäbe daher eine viel stärker gezackte Zickzackkurve, die das Vor- und Rückspringen der Sandführung darstellen würde und

¹⁾ Ob er sich das Becken gegen Süden zu ganz abgeschlossen denkt oder ob er eher an eine Verbindung mit der Thetis schon für das frühe Wellengebirge denkt, darüber äußert sich KRAUS in keiner Weise. Die faziellen Beobachtungen machen die Annahme einer Verbindung zum mindesten für mu₁ wenig wahrscheinlich; andererseits beobachtet gerade in den Liegenden Dolomiten M. SCHMIDT bei Freudenstadt *Thamnastraea*, die in der alpinen Trias häufig, in der germanischen Trias aber in dieser Zone bis jetzt sonst nirgends beobachtet ist. Ob dies wohl für eine unmittelbare Verbindung mit der Thetis spricht? Man müßte die Meeresstraße aber östlich des Schwarzwaldes annehmen.

deren Ausgleichskurve etwa der KRAUS'schen Zeichnung entspräche. Durch diese schematische Darstellung wurde wohl BRINKMANN zu seiner Auffassung vom „marinen Sedimentationstyp“ mit dem litoralen Sandwall verleitet, worauf ich unten noch zu sprechen komme.

Fazies-„Transgression“ und Muldenlage.

KRAUS hat sicher recht, wenn er ein „Transgredieren“ der Tonfazies infolge allmählicher Senkung des Beckens annimmt. Er denkt dabei an eine West-Ost gerichtete Muldenlinie wie sie von REIS für das Rotliegende beschrieben wird; Annahme einer varistischen Streichrichtung war wegen des von HEIM angegebenen Faziesverhaltens der Trochitenzone und der Mergeligen Schichten zwischen Wolmünster und Zweibrücken unmöglich. Nachdem sich aber diese Angaben als unrichtig erwiesen haben (s. S. 22f.), steht der Annahme einer varistisch streichenden Muldenachse, wie sie sich sonst im südwestdeutschen Wellengebirge ergeben hat (vgl. VOLLRATH'S Mächtigkeitskurven) nichts mehr im Wege, ja sie ist sogar auf Grund des unten nochmals kurz zusammengefaßten Ergebnisses über Verhalten von Kalk- und Dolomitfazies eher wahrscheinlicher als eine allerdings auch nicht sicher ausschließbare West-Ost-Muldenlinie. Ihre Lage würde sich in weitem Maße mit der der heutigen Saargemünd-Pfälzer Mulde decken.

Die Faziesgrenze zwischen Kalk- und Dolomitfazies zeigt nämlich immer eine gegen SW.—WSW. gerichtete Spitze (vgl. dazu die Einzelangaben bei den einzelnen Horizonten und Abb. 1 und 2). Auch HEIM erkannte schon dieses stärkere Herabreichen der Kalkfazies in den nordöstlichen Gebieten bei verschiedenen Horizonten; doch hat er keine genauen Angaben darüber veröffentlicht.

Da wir oben sahen, daß die Kalke als Ablagerung des tieferen, die Dolomite aber als Ablagerungen flachen Wassers aufgefaßt werden müssen, so folgt daraus, daß während der Wellengebirgszeit das Gebiet größerer Meerestiefe ziemlich gleichmäßig Ostnordost-Erstreckung hatte. Der Umstand, daß die Grenze bald mehr, bald weniger weit nach Südwesten verschoben ist, könnte, was wohl wahrscheinlicher ist, mit Schwankungen der Meerestiefe gedeutet werden, andererseits könnte aber durch Konzentrations- oder Temperaturänderungen die Ausscheidungstiefe von Kalk und Dolomit wechseln.

Auch die auf S. 16 angeführten Beobachtungen über schmutziggviolette Tone und Letten, deren unmittelbar terrigene Herkunft wahrscheinlich gemacht wurde, zeigen, daß im Gebiet von Zweibrücken nach Osten bzw. Nordosten die geringste Einschwemmung solchen Materials stattfand, was für eine küstenfernere Lage spricht.

Genauerer über die damalige Lage der Muldenzone läßt sich aber zur Zeit nicht sagen, da auf pfälzischem Gebiet die Abtragung schon sehr weit fortgeschritten ist und da Lothringen, wo weitere Beobach-

tungen gesammelt werden könnten, aus politischen Gründen unzugänglich ist.

Unterschied in der Sandführung des Oberen Wellengebirges in den verschiedenen Teilen der Pfalz und Elsaß-Lothringens.

Als Unterschied zwischen dem nördlichen und südlichen Sandgebiet¹⁾ führt KRAUS das Fehlen einer sandigen Ausbildung in den über der *Pentacrinus*-Bank gelegenen Wellengebirgs-Schichten im nördlichen Gebiete an. Dies ist sicher etwas einseitig, denn SCHUMACHER erwähnt in den Erläuterungen zu Bl. Falkenberg (1897, S. 50) in den *Orbicularis*-Schichten und den unterlagernden Äquivalenten der Schaumkalk-Zone „mehr oder weniger sandige (muschelsandsteinähnliche) Dolomite“, bzw. „sandige Dolomite und dolomitische Sandsteine“. Und auch innerhalb meines Arbeitsgebietes konnte ich wenigstens in der OSK gelegentlich stark sandige Dolomite und dolomitische Sandsteine beobachten, die teilweise auch reichlich Glimmer führen, z. B. Eschringen, Neumühler-Hof, Wattweiler, „auf der Pottschütt“ und bei Dellfeld. Wenn aber KRAUS im Gebiet von Emmendingen schon die Zunahme von Glimmer als Ausdruck der Sandführung wertet, dann muß er aber auch die Sandführung dieser Bänkchen berücksichtigen, die bis zum nordöstlichsten Zipfel der Verbreitung des oberen Wellengebirges in der Pfalz reichen. Es ist also kein Anlaß vorhanden, Unterschiede zwischen einem nördlichen und südlichen Sandgebiet zu machen.

Genauigkeit der Sandmächtigkeitskurven.

Für die Auswertung der Kurven gleicher Sandmächtigkeiten hebt KRAUS als sehr störend die Unsicherheit der Obergrenze hervor. Es sind aber noch andere Faktoren, die eine Unsicherheit bedingen. Mir scheint z. B. erwägenswert:

- a) Können wir behaupten, daß bei zwei chemisch und petrographisch gleich zusammengesetzten Karbonatgesteinen mit klastischen Beimengungen die Zufuhr klastischen Materials in der Zeiteinheit auch nur größenordnungsweise die gleiche war?

Oder aber können wir annehmen:

- b) daß die primäre Karbonatausfällung durch örtliche Bedingungen so stark wechselt, daß trotz gleicher Lieferung klastischer Bestandteile in der Zeiteinheit doch verschiedene Gesteine entstehen müssen, wenn die Karbonatausfällung verschieden ist?

Es müßte also bei chemisch und petrographisch gleichen Gesteinen zwar das Mengenverhältnis zwischen sedimentiertem klastischem Material und ausgefälltem Karbonat gleich sein; die beiden Faktoren selbst

¹⁾ Die Trennungslinie verläuft etwa von Pfalzburg nach Osten.

aber könnten in ihren wirklichen Werten durchaus wechseln. Zu diesem Gedanken führten mich Beobachtungen im Gebiete von Fechingen und Bübingen, wo an der Unterkante der Wellengebirgsfazies an der einen Stelle kaum sandige Dolomite, an ganz nahe benachbarten Stellen aber schon dolomitische Sandsteine auftreten.

Ein weiterer Umstand, der eine Unsicherheit bedingt, ist das Fehlen von Korngrößenbestimmungen, durch die allgemein die Bezeichnungen verschiedener Verfasser vergleichbar würden.

Das gleichmäßige Bild in der Karte darf nicht so stark als Anhaltspunkt für gleichmäßige Sedimentationsbedingungen (starke Küstenversetzung, Fehlen von Deltas) gewertet werden; denn es sind gar nicht genügend viele Beobachtungspunkte vorhanden, so daß die Karte von vornherein die an sich vielleicht bestehenden Verschiedenheiten durch Verallgemeinerung verwischen muß. In besonderem Maße gilt dies für die Punkte in der Nähe des Beckenrandes, wo die Schichten nur aus den spärlichen Bohrungen bekannt sind. Dazu ist in diesem Falle meist die Deutung des Profils sehr schwierig, so daß verschiedene Bearbeiter teilweise ganz erheblich in ihrer Auffassung abweichen.

„Ingression“ im rechtsrheinischen — „Transgression“ im linksrheinischen Gebiet?

KRAUS (1925) deutet die sandige Fazies des lothringischen Gebietes, gegenüber der dolomitisch-mergeligen des Mosbacher und Freudenstädter Gebietes durch die Annahme verschiedener Geschwindigkeit der Meeresüberflutung. Im ersten Fall sei die Überflutung gehemmt gewesen, weshalb starke Aufarbeitung des Untergrundes eingetreten sei (Transgression nach DEECKE, 1922), im anderen Fall aber sei so rasche Ingression in ein flaches Land erfolgt, wobei kein Sand abgelagert wurde. Mir scheint diese Deutung sehr problematisch, wahrscheinlicher ist mir folgende: Durch die Untersuchung von VOLLRATH ist schon nachgewiesen, daß der rechtsrheinischen Rötfaazies im linksrheinischen Gebiet der Voltziensandstein äquivalent ist. Dies zeigt, daß hier die Gefällsverhältnisse zu jener Zeit so beschaffen waren, daß noch Sande bewegt wurden. Das Wellengebirgsmeer überflutete nun allmählich das ganze Gebiet, dabei traf es rechtsrheinisch die feinen Röt-Tone, linksrheinisch den Voltziensandstein als Unterlage. Rechtsrheinisch konnte infolgedessen kein Sandmaterial aufgearbeitet werden, und daß nach der Senkung von dem Festlandsgebiet gröber körniges Material geliefert wurde als vorher, ist unwahrscheinlich. Dagegen konnte im linksrheinischen Gebiet

1. das liegende sandreiche Gestein etwas aufgearbeitet werden, und es besteht auch
2. die Gewißheit, daß außerdem von einem nahen Festland Sand eingeschwemmt wurde. Dies besagt aber nur, daß im Westen ein sandlieferndes Hochgebiet näher an der Küste

lag als im Osten, aber nichts über den Vorgang der Meeresüberflutung. Es kann also auch nicht daraus auf einen seinem Wesen nach verschiedenen Überflutungsvorgang geschlossen werden.

Bemerkungen zu BRINKMANN's Arbeit.

BRINKMANN (1926) sagt: „Die Mächtigkeit“ (des Wellengebirges) „nimmt insgesamt vom Rande her ganz allmählich zu bis auf 80—100 m; betrachten wir aber die klastischen Sedimente allein, so erreichen diese in einer gewissen Entfernung von der Küste ein Maximum (KRAUS), d. h. wir erhalten das Bild eines sandigen Litoralwalles, dessen Material durch die Küstenversetzung verbreitet und aufgehäuft wurde“.

Ich möchte dazu folgendes anführen (vgl. STRIGEL, 1926):

1. Die sandigen Ablagerungen entsprechen, wie wir sahen, durchaus verschiedenen Zeiten; zu gewissen Zeiten wurde im Westen und Süden wie im Osten sandiges Material abgesetzt, zu anderen Zeiten bildeten sich aber nur im Westen und Süden sandige Sedimente, während im Nordosten feinerkörniges, klastisches Material abgelagert wurde;
2. nicht nur der Sand, der allein in den Sandmächtigkeitskurven von KRAUS berücksichtigt ist, stellt klastisches Material dar, sondern ebenso auch der Ton, dieser ist aber im ganzen übrigen linksrheinischen Wellengebirge bis herauf zur *Pentacrinus*-Bank in Form von Mergeln wesentlich am Schichtaufbau beteiligt;
3. ist bei KRAUS nur die Mächtigkeit herrschender sandiger Fazies berücksichtigt; es sind also alle sandigen und Sandsteinbänke des Nordost-Gebietes in höheren Horizonten, die sicher einem Teil der rein sandigen Bänke des küstennahen Gebietes stratigraphisch entsprechen, vollkommen vernachlässigt. Dadurch wird das Bild verzerrt;
4. geht nachweislich die sandige Fazies des küstennahen Gebietes in die Tonfazies des küstenferneren Gebietes über. Dies zeigt, daß das klastische Material gegen die Beckenmitte nicht aussetzt, sondern nur feinere Körnung annimmt;
5. da sich aber die Tonführung in den küstenfernen Gebieten auf gleichzeitige Schichten von teilweise wachsender Mächtigkeit verteilt, so ergibt sich auch für diese Gebiete eine ebenso starke Beteiligung klastischer Bestandteile, wie am Rande; wenigstens macht sich in unserem Gebiet ein Rückgang der klastischen Bestandteile erst über der *Pentacrinus*-Bank bemerkbar;
6. im übrigen ist die sandige Fazies des unteren Wellengebirges (Trochiten-Zone) im Nordost-Gebiet von Zweibrücken und Wolmünster eine Ablagerung des vorrückenden Meeres, und der „Sandwall“ des

westlichen Gebietes deutet als zeitlich davon verschiedene Bildung für die höheren Horizonte vielleicht eine einigermaßen gleichbleibende Küstenlage an, der in gleichen Gebieten annähernd gleiche Sedimente entsprechen; d. h. die „Transgression der Fazies“ hörte auf.

Es darf daher nicht von einem „sandigen Litoralwall“ gesprochen werden, geschweige denn, daß dieser Litoralwall als Typus der marinen Sedimentation hingestellt werden darf.

Zu den Fazieskärtchen ist dann noch zu bemerken, daß für das Wellengebirge keine Möglichkeit besteht, einen rheinisch gerichteten Beckenrand irgendwie mit Beobachtungen zu belegen. Im Norden können wir wohl den Einfluß des Hunsrück-Sattels (Devon-Klippen von LEPPLA, 1924) und der Trier-Luxemburger Mulde und das Auskeilen des Wellengebirges an der oberen Sauer feststellen. Aber für den Verlauf des Beckenrandes im Westen können wir nur Annahmen machen.

Zusammenfassung.

I.

1. Die Muschelsandsteinfazies ist im Gebiet von Zweibrücken entgegen den Angaben von HEIM (1910) höchstens in den untersten 6—8 m herrschend, d. h. fast gleich oder etwas weniger mächtig als im südlich angrenzenden Lothringen. Es ist dementsprechend wieder SCHUMACHER's Bezeichnung Trochiten-Zone für diese unterste Abteilung des mu. angenommen worden.
2. In der Trochiten-Zone können keine einzelnen Trochiten-Bänke als stratigraphische Leithorizonte verwandt werden, weil die trochitenführenden Lagen nicht durchgehen (entgegen SCHUMACHER, 1889 und Erl. z. geol. Spez.-Karte v. Elsaß-Lothringen, vgl. VOLLRATH, 1928 und FRANK, 1928).
3. Die Grenze der Trochiten-Zone gegen die hangenden Mergeligen Schichten nimmt das neugefundene Lager von *Beneckeia buchi* ein, das in der weiteren Umgebung von Zweibrücken in 6—7 m über der Grenze mu/bs festgestellt wurde (vgl. Abb. 1 und 2 und Fig. 1, Taf. 1).
4. Die hangenden Mergeligen Schichten enthalten nur untergeordnet ($\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$ der Gesamtmächtigkeit) dolomitische Sandsteine und Dolomite. Die von SCHUMACHER als stratigraphische Horizonte angegebenen Myaciten-Bänke waren nicht als durchgehende Lagen festzustellen. Es bleibt sehr fraglich, ob sie überhaupt stratigraphische Horizonte darstellen.
5. Die Mächtigkeit von Trochiten-Zone + Mergelige Schichten steigt nach Osten und Nordosten von 11 m bei Forbach auf 24 m NO. von Contwig, während sich die Mächtigkeit der übrigen Wellengebirgsschichten nur sehr wenig in diesem Gebiet ändert.

6. Von der etwa 8 m mächtigen Terebratel-Zone ist bemerkenswert, daß die Oberen Terebratel-Bänke weder gleichzeitig ein- noch aussetzen (vgl. Abb. 1).
7. In den darüber folgenden 5—9 m Wellenmergeln treten am „Hausgiebel“ W. von Maßweiler wahrscheinlich schon Kalke auf.
8. Nun folgen fünf tonarme, dolomitisch-kalkige Zonen. Zu unterst liegt die etwas schwer auffindbare, nicht überall entwickelte und vielleicht auch nicht überall gleichalterige *Pentacrinus*-Bank, dann kommen von unten nach oben die 7—8 m mächtigen Unteren Dünnschichtigen Dolomite bzw. Kalke, die Untere Schaumkalk-Zone mit ihren 0,5—2,5 m grobkörnigen Dolomiten. Hierüber folgen 1,8—3 m Obere Dünnschichtige Dolomite bzw. Kalke und schließlich die 2—4 m mächtige Obere Schaumkalk-Zone, die im Nordosten teilweise wirklich auch in Schaumkalkfazies ausgebildet ist, während sie im Westen und Südwesten wie die Untere Schaumkalk-Zone durch Dolomit vertreten wird. Eingehend wurde auf das Verhältnis von Kalk- und Dolomitfazies in den einzelnen Zonen geachtet (vgl. Abb. 1 und 2).
9. Als Abschluß des Wellengebirges folgen noch etwa 5 m *Orbicularis*-Schichten, und zwar 1—3 m unter der Knochenbank, etwa 1 m Knochenbank und 1—2 m fossilfreie Dolomite über der Knochenbank.

II.

1. Die Grenze zwischen Wellengebirge und Buntsandstein stellt keine Zeitgrenze dar. Die Buntsandsteinfazies reicht nach Westen und Südwesten in immer höhere Horizonte herauf. Während schon rechtsrheinisch zwischen Mosbach und Freudenstadt die Mosbacher Grenzschichten auskeilen (VOLLRATH, 1924), keilen zwischen Freudenstadt und der Pfalz + Nordost-Lothringen die Liegenden Dolomite von Freudenstadt und noch weitere 3—5 m des Freudenstädter Wellengebirges aus und schließlich fallen zwischen der Westpfalz und Saarbrücken Teile der Pfälzer Trochiten-Zone aus.
2. Sehr wahrscheinlich ist die Äquivalenz des Beneckeien-Hauptlagers im rechtsrheinischen Gebiet mit dem pfälzischen Beneckeien-Lager.
3. Die von FRANK (1928) und VOLLRATH (1928) durchgeführte Parallelisierung der Unteren Myaciten-Bank in Lothringen mit dem Ecki-Hauptlager des rechtsrheinischen Gebietes ist sehr unsicher und unwahrscheinlich.
4. Nichts Sicheres läßt sich aussagen über die Stellung der pfälzisch-lothringischen Terebratel-Zone zu den *Terebratula vulgaris* führenden Zonen bei Freudenstadt und in Thüringen. Keine der bisherigen Beweisführungen (VON SCHMIDT, HEIM, VOLLRATH) ist stichhaltig.
5. Als wahrscheinlichstes Äquivalent der *Pentacrinus*-Bank wird mit SCHUMACHER, HEIM, M. SCHMIDT, VOLLRATH und FRANK die *Spiriferina*-Bank des rechtsrheinischen Wellengebirges angenommen. Den beiden

Schaumkalk-Zonen könnten im Bauland und im Kraichgau zeitlich die SK₁ und SK₂ von H. BARG (1933) entsprechen; dies ist aber nicht beweisbar.

6. Unsere *Orbicularis*-Schichten sind den rechtsrheinischen weitgehend äquivalent. Abgelehnt wird FRANK's Auffassung, daß nur die über der Knochenbank gelegenen Dolomite deren Äquivalente darstellen.

III.

In einem paläogeographischen Teil werden einzelne paläogeographische Schlußfolgerungen von KRAUS (1921 und 1925) und BRINKMANN (1926) erörtert.

1. Profil durch die Trochiten-Zone mit Buntsandstein-Einschaltungen von Petersberg.¹⁾

		Trochiten-Zone:
1)	x m	Schwach karbonatische, stark tonige, zu Letten verwitternde dolomitische Sandsteine, die teils flaserig, teils, wenn glimmerreich, ebenschichtig sind.
	1,25 m	Verschüttete Zone. Unter dieser folgt:
2)	0,25 m	Sehr harte, splitterige, Trochiten-führende, dolomitische Sandsteinbank mit zahlreichen Schalenquerschnitten.
3)	0,2 m	Sandige, dolomitische Mergel.
4)	0,35 m	Sandig-dolomitische Trochiten-Bresche.
5)	0,6 + x m	Zu gelbbraunen, rostigen Letten zerfallener, stark toniger Sandstein.
	rd. 0,5 m	Verschüttet.
6)	0,05 m	Dolomitischer Sandstein mit unbestimmbaren Fossilien.
7)	x (max. 1 m) m	Wie bei 5.
8)	rd. 0,4 m	Sehr ebenschichtige, glimmerreiche, fast grobschieferige Ton-sandsteine, die nach unten zu etwas dolomitisch werden.
9)	rd. 0,4 m	Stark sandig, sonst wie bei 5.
	rd. 2—2,25 m	Verschüttet.
10)	0,15 m	Roter, glimmerreicher Tonsandstein, von dem 0,1 m dünn-schieferig sind, 0,05 m eine einheitliche Schicht darstellen (Buntsandsteinfazies).
11)	rd. 0,5 m	Wie bei 5.
12)	0,10—0,12 m	Unebensichtiger, sandiger Dolomit mit Trochiten und <i>Lingula</i> .
13)	0,35 m	Flaserige, dolomitische Mergel bis tonige Dolomite.
14)	0,1 m	Ziemlich stark sandige, poröse Dolomitbank mit Trochiten.
15)	0,30—0,35 m	Flaserige, sonst gleiche Dolomite wie bei 14.
		Buntsandstein:
16)	0,25 m	Graue Sandletten.
17)	0,12 m	Sandsteinbank, in der rote und graue Sandsteine in rundlichen Aggregaten miteinander verwurstelt sind und nur durch Tonhäute getrennt werden.
18)	x m	Rote, sandig-glimmerige Letten.

¹⁾ N. von Pirmasens, am Feldweg nach Höheischweiler.

2. Profil durch die Trochiten-Zone von Fechingen-SO.¹⁾

Trochiten-Zone ²⁾ :		
1)	0,2 + x m	Hellgelblichgraue, schwach punktierte, feinkörnige, glimmerführende Dolomite bis dolomitische Sandsteine.
2)	rd. 1,0 m	Grüngraue, wenig Glimmer führende dolomitische Mergel mit einzelnen Gervillien und Myaciten; sie besitzen etwas rotbraun angelaufene Absonderungsflächen.
3)	0,25—0,30 m	Dolomitischer, braun punktierter Sandstein mit Trochiten in spätiger Erhaltung. An einzelnen Stellen liegen hier kugelschalige, ellipsoidische, dolomitische Sandsteine.
4)	1,3—1,5 m	Dünflaserige, stark glimmerige und sandführende, dolomitische Letten mit unbestimmbaren Muschelresten.
5)	0,4 m	Sandige, grüngraue Dolomite mit Glimmer auf den Schichtflächen mit eingeschalteten
5 a)		kugelschaligen, dolomitischen Sandsteinen.
6)	0,15 m	Dünnschieferiger, stark glimmeriger dolomitischer Sandstein.
7)	0,15—0,20 m	Feinkristallin anwitternde Trochiten-Bank mit spätigen Trochiten.
8)	0,45—0,5 m	Sehr feste, durch Auslösung von Schalen (?) ganz poröse, grobkristalline Dolomitbank mit ziemlich wenig Sand, die zahlreiche spätige Trochiten führt.
9)	0,80 m	Feinkörnig, anwitternde, stark feinsandige Dolomite.
10)	0,70 m	Rostig-grobporige (wohl durch Lösung von Schalenresten), hellgraue, fast weiße, wenig sandige, grobkristalline Dolomitbank mit zahlreichen Fossilien: Trochiten, <i>Myophoria vulgaris</i> , <i>Lima cf. striata</i> , Myaciten, Dentalien und Knochensplittern.
11)	0,55 + x m	Dolomitbank ziemlich groben Kornes, die durch Ausscheidung von Eisenverbindungen und durch kleinste Fetzen aufgearbeiteter Buntsandsteinletten eine rotbraune, nach oben zu immer blasser werdende Farbe angenommen hat. Der Aufschluß reicht nicht tiefer; aus einem kleinen Anriß geht aber hervor, daß die Buntsandsteinfazies allerspätestens 0,5—0,75 m tiefer mit roten glimmerigen Tönen einsetzt.

3. Profil durch die Mergeligen Schichten bei Nieder-Auerbach.³⁾

Mergelige Schichten:		
1)	0,6 m	Verwitterungsboden, oben gelblichbraun und mit Dolomitsandsteinstücken; unten braungelb, ebenfalls mit Dolomitsandsteinplatten vermischt, die aus höheren Lagen stammen.
2)	0,15 m	Bläulichgraue und bräunlichgelbe, schwach dolomitische Letten.
3)	0,07 m	Glimmerige, stark ausgelaugte, ehemals dolomitische Sandsteinbank von bräunlichgelber Farbe im Innern, außen bläulichgrau.

¹⁾ Steinbruch 100 m W. von der Landesgrenze, links der Straße Fechingen—Eschringen.

²⁾ Inwieweit Äquivalenz mit der Trochiten-Zone weiter östlich liegender Gebiete vorliegt, kann wegen Fehlens der Beneckeien-Bank bis jetzt nicht ermittelt werden; denn wahrscheinlich besteht keine zeitliche Übereinstimmung des Faziesumschlags zwischen Buntsandstein- und Muschelkalkfazies (vgl. S. 11 und S. 54 ff.) bei Saarbrücken und bei Zweibrücken.

³⁾ Grube der Ziegelwerke bei Nieder-Auerbach.

4)	0,11 m	Wie bei 2.
5)	0,3 m	Stark glimmeriger, rötlichgrauer Tonsandstein mit dünnen Lagen wie bei 2.
6)	0,3—0,35 m	Dolomitische, stark glimmerige und teilweise sandige Mergel mit Zwischenlagen von punktiertem, dolomitischem Sandstein, die teilweise bankartig durchsetzen, teilweise aber auch ellipsoidische, wollsackförmige Massen darstellen (vgl. Taf. I, Fig. I).
7)	rd. 2,6 m	Dolomitische, teilweise sandige Mergel mit zwei oberliegenden Zonen von Ellipsoiden. Diese bestehen im Gegensatz zu den einbettenden Mergeln aus dolomitischem Sandstein. An Fossilien sind in der oberen Hälfte ganz schwache Gervillien- und Myacitenabdrücke vorhanden.
Trochiten-Zone:		
8)	0,4 m	Beneckeien-Lager: dolomitische, grüngraue Mergel wie bei 7. In ihm sind reichlich Beneckeien, Gastropoden und an einzelnen Stellen zahlreiche Abdrücke von Gervillien und Myaciten enthalten.
9)	0,4 m	Mehr dolomitische, widerstandsfähigere Mergel.
10)	0,50—0,60 m	Sandige Mergel bis Letten.
11)	0,2 m	Dünnschieferige, schwach violette Sandsteine mit viel Glimmer. Die häufigen Rhizocorallien (<i>Rh. jenense</i>) immer in Winkeln von 7—25° schief einschließend.
12)	0,3 m	Schwach dolomitische, feinsandige Mergel, dünnscherbig brechend.
13)	0,15 m	Poröser, grüngrauer, schwach punktierter, glimmeriger und toniger Sandstein, der sicher ehemals dolomitisch war.
14)	0,1 + x m	Schmutzig-violette, schieferige, schwach karbonatische und einen Trochiten liefernde Letten.
Buntsandstein:		
15)	—	Nach 5,5 m Lücke Oberkante des Buntsandsteins.

4. Profil durch die Mergeligen Schichten und durch die Trochiten-Zone in der Klamm O. von Wolfersheim.¹⁾

Mergelige Schichten (rd. 10 + x m):		
Hangendes nicht aufgeschlossen.		
1)	0,2 m	Dolomitische Mergel.
2)	0,15 m	Ziemlich dichter, gelblichbrauner Dolomit mit Calcitdrusen.
3)	0,4 m	Flaserige, dolomitische Mergel.
4)	0,15 m	Feinsandige Dolomite.
5)	0,75 m	Schieferige, dolomitische Mergel mit schlecht erhaltenen Fossilien.
6)	0,15 m	Sandfreier oder -armer Dolomit mit Tongallen und unbestimm- baren Fossilien.
7)	0,3 m	Dolomitischer Mergel.
8)	0,1 m	Dolomit.
9)	0,90 m	Glimmerige, dolomitische Mergel.

¹⁾ am Spritz-Wald.

10)	0,3 m	Sandiger Dolomit mit Knochensplittern.
11)	rd. 2,5 m	Dolomitische Mergel.
12)	0,4 m	Plattige, olivbräunliche, sandfreie oder höchstens schwach- und feinsandige Dolomite.
13)	0,80 m	Schwärzlichgraue, dolomitische Mergel mit <i>Rhizocorallium jenense</i> .
14)	0,2 m	Plattige, sandige, bräunliche Dolomite, mit ziemlich viel Glimmer auf den Schichtflächen und zahlreichen kleinen Geröllchen.
15)	0,5 m	Dolomitische Mergel.
16)	0,05 m	Ziemlich dichte, harte Dolomitplatte.
17)	0,60 m	Dünnschichtig-flaserige, an manchen Stellen pappdeckelartig zerfallende mergelige Dolomite bis stark dolomitische Mergel.
18)	0,3 m	Feinsandiger Dolomit, in dem eine riesige <i>Rhizocorallium</i> -Spur beobachtet wurde, in meist ziemlich dünnen Platten.
19)	rd. 0,5 m	Dolomitische Mergel.
20)	0,2 m	Sandiger Dolomit bis dolomitischer Sandstein.
21)	rd. 0,5 m	Graue, dolomitische Mergel.

Trochiten-Zone:

(rd. 4 m, vielleicht mächtiger anzunehmen, wenn das Beneckeien-Lager gefunden werden kann.)

22)	rd. 4 m	Fossilführende, bald mehr, bald weniger dolomitische Sandsteine, darin in mehreren, nicht irgendwie gesetzmäßig liegenden Lagen Trochiten; bald in einzelnen Trommeln, bald zu einer wahren Bresche mit zahlreichen Schalenresten zusammenschwemmt; auch Pflanzenreste und Tongallen sind enthalten.
-----	---------	--

Buntsandstein:

Bildet mit roten Letten und Sandsteinen das Liegende.

5. Profil durch die Haupt-Terebratelbank, die Mergeligen Schichten, die Trochiten-Zone und den Oberen Buntsandstein am Hahnen O. von Blieskastel.¹⁾

Haupt-Terebratelbank:		
1)	0,20 + x m	Grobkristalline, braungraue Terebrateln und <i>Lima lineata</i> führende Dolomitbank; daneben andere unbestimmbare Fossilien.
2)	0,20 m	Feinkristalline, etwas tonige Dolomitbank mit Tongallen, anscheinend ohne Terebrateln.
Mergelige Schichten (rd. 13 m):		
3)	rd. 2,5 + x m	Flaserige, stark dolomitische Mergel, in Schichten von etwa 1,5—3 cm Dicke. Der Karbonatgehalt scheint, der Widerständigkeit nach zu schließen, etwas zu wechseln.
	rd. 10 m	Verschüttet.

¹⁾ Weg von Webenheim über den Dicht-Berg zum Hahnen.

4)	1,5 m	Dolomitische Mergel mit eingelagerten Dolomitsandsteinplatten, auf denen <i>Lima lineata</i> und <i>Gervilleia socialis</i> var. <i>junicularis</i> vorkommen.
Trochiten-Zone (rd. 5—6 m):		
5)	0,5—0,7 m	Dolomitische Sandsteine dünnplattig.
6)	rd. 0,2 m	Sandiger, uneben anwitternder Dolomit mit Tongallen.
	0,75—1 m	Lücke.
7)	0,3 m	Uneben anwitternde Dolomitbank mit vielen Tongallen, die teils rundlich, teils unregelmäßig scherbzig sind; mit seltenen, schlecht erhaltenen Fossilien.
	rd. 1 m	Lücke.
8)	0,35 + x m	Uneben anwitternde, braun punktierte, dolomitische Sandsteine.
9)	0,1 m	Graue Tone bis Letten.
10)	0,20 m	Ebenplattige, dolomitische Sandsteinbank.
11)	rd. 1,5 m	Punktierte, stark ausgelaugte, dolomitische Sandsteine. Dünne Lettenzwischenlagen; in der Mitte eine rote Sandsteinlage von 0,05 m und glimmerreiche, weiße pflanzenführende Sandsteine.
12)	0,4 m	Plattiger, fossilführender, sandiger Dolomit mit <i>Myophoria vulgaris</i> und anderen, unbestimmbaren Fossilien. Trochiten? Die Bänke sind zu tiefbraunem lehmigem Mulm verwittert, in dem die Fossilabdrücke leicht zerdrückt werden.
Oberer Buntsandstein:		
13)	0,1 m	Graugrüne, sandig-glimmerige Letten.
14)	0,9 m	Stark glimmerige und tonige, dünnschichtige Sandsteine und Letten.
15)	x m	Feste, dickbankige, rotbraune Werksteine.

6. Profil durch die Wellenmergel, die Terebratel-Zone mit der Zone der Oberen Terebratel-Bänke, den Schieferigen Mergeln und der Haupt-Terebratelbank und durch die Mergeligen Schichten im „Kalkbruch“ im Gewanne Augst NO. von Seelbach.

Wellenmergel:		
1)	1,5 + x m	Dolomitische Mergel mit einer eigenartig stark glimmerigen Sandsteinplatte von 0,04 m Dicke, die an ihrer Oberfläche zahlreiche <i>Myophoriopsis</i> führt, und die einzelne Pflanzenreste enthält.
2)	0,4—0,5 m	Grobkristalline Bank eines angewitterten gelblichweißen, frisch hellgrauen Dolomits; äußerst reich an Trochiten, daneben <i>Lima striata</i> , <i>Prospodylus</i> , <i>Enantiostreon</i> , einzelne <i>Cidaris</i> -Stacheln und <i>Spiriferina fragilis</i> .
3)	0,75 m	Dolomitische Mergel mit einigen Gervillien und Myaciten; <i>Terebratula</i> fehlend oder selten.
4)	0,4—0,5 m	Stark tonige, fast ebenschichtige Dolomite.
Terebratel-Zone (6,4 m).		
		a) Zone der Oberen Terebratel-Bänke (1—1,1 m):
5)	0,15—0,2 m	Zwei grobkristalline, Terebrateln führende Dolomitbänke mit Zwischenlagen von terebratelführenden Mergeln.

6)	0,45 m	An Terebrateln reiche, dolomitische Mergel.
7)	0,1—0,15 m	Grobkristalline Dolomitbank mit Terebrateln.
8)	0,1—0,2 m	Dünnschichtige, fast schieferige, stark dolomitische Mergel.
9)	0,1 m	Kristalline Dolomitbank mit Terebrateln.
b) Schieferige Mergel (4,0—4,2 m):		
10)	0,75—0,8 m	An Terebrateln reiche, stark dolomitische Mergel.
11)	0,07—0,08 m	Reichlich Terebrateln führende Dolomitbank.
12)	0,1 m	Flaserige, tonige Dolomite bis dolomitische Mergel.
13)	0,5 m	Feinkristalliner Dolomit mit <i>Terebratula</i> und <i>Lima striata</i> in zwei annähernd gleich dicken Bänken, die durch dünn-schichtige, dolomitische Mergel (0,1 m) von einander getrennt werden.
14)	2,1—2,2 m	Dünnschichtige, fast schieferige, dolomitische Mergel mit einer etwas widerstandsfähigeren, sonst gleichen Lage in 1,0 bis 1,2 m über der Unterkante.
15)	rd. 0,4 m	Flaserige, tonige Dolomite.
c) Haupt-Terebratelbank (1,3—1,4 m):		
16)	0,3—0,4 m	Dolomitbank, die teilweise grobkristallin ist und kakaobraune Schalenquerschnitte führt, teilweise aber grau und feinkristallin ist. Sie ist meist mit Terebrateln gespickt (etwas in der Längserstreckung des Bruches wechselnd). Daneben zurücktretend <i>Lima lineata</i> .
17)	0,2 m	Feinflaserige, tonige Dolomite mit seltenen oder gar keinen Terebrateln.
18)	0,05 m	Mächtige, kristalline, kakaobraune Dolomitbank, die durch Schalenquerschnitte einen rötlichbraunen Schimmer enthält.
19)	0,5 m	Ziemlich grobflaserige, feste, gelbe, feinkristalline Dolomite mit einigen widerständigeren Lagen; anscheinend oben mit Terebrateln.
20)	0,2—0,25 m	Flaserige, stark dolomitische Mergel bis stark mergelige Dolomite, nach oben allmählich in Schicht 18 übergehend. Terebrateln selten.
21)	0,15—0,2 m	Kristalline Terebratel-Bank.
Mergelige Schichten:		
22)	0,8 + x m	Flaserige dolomitische Mergel (wohl 3—3,5 m), gelblich bis graugrün mit vielen Schlangenwülsten. Darunter erst wieder 3—3,5 m unter der Haupt-Terebratelbank aufgeschlossen und zwar als Platte sandigen, sehr wulstigen Dolomits mit Kriechspuren.

7. Profil von der Oberen Schaumkalk-Zone an bis zu den Mergeligen Schichten S. von Hengstbach.¹⁾

Obere Schaumkalk-Zone (OSK):		
1)	0,1 + x m	Dicke, grobkristalline, sandfreie Dolomitbank, die auf Poren-räumen Calcit enthält. Mit Lösungshohlräumen von Schalen.
	0,6 m	Nach etwa Unterbrechung folgen dieser

¹⁾ SW. von P. 266, am Weg zum Dörrenbach-Wald.

		Obere Dünnschichtige Kalke:
2)	2—2,5 m	Dünnschichtige, dichte, blaugraue Kalke mit einzelnen Zwischenlagen von Bröckchenkalk, nach unten zu anscheinend etwas dolomitisch.
		Untere Schaumkalk-Zone:
3)	rd. 1 m	Grobkristalline, rotbraun verwitternde, dickbankige Dolomite, die Trochiten führen; nach unten zu werden sie feinerkörnig und feinerbankig, überleitend zu den
		Unteren Dünnschichtigen Dolomiten:
4)	0,4 m	Dünnschichtige, feinkristalline Dolomite.
5)	0,5 m	Tonige, noch dünnerschichtige Dolomite.
6)	4—4,5 m	Dünnschichtige, feinkristalline Dolomite.
		<i>Pentacrinus</i> -Bank?:
7)	0,1—0,12 m	Fast dichte, ziemlich hellgraue Dolomitbank mit unebener Deckfläche und zahlreichen Calcitdrusen.
		Wellenmergel:
		(Ob schon alles oder ob noch ein Teil zu den Unteren Dünnschichtigen Dolomiten?)
8)	rd. 3 m	Wie bei 4.
9)	rd. 5 m	Dünnschichtige, tonige Dolomite oder stark dolomitische Mergel.
		Terebratel-Zone:
		[10—16 = Obere Terebratel-Bank (1,2 m); 17—20 = Schieferige Mergel (etwa 5 m); 21—22 = Haupt-Terebratelbank.]
10)	0,1 m	Grobkristalline Dolomitbank, die Terebrateln, einzelne Gastropoden und Holzreste führt.
11)	0,3 m	Dolomitische Mergel.
12)	0,1 m	Reichlich Terebrateln führende, von grünlichen Verwitterungstreifen durchzogene, grobkristalline Dolomitbank.
13)	0,2—0,3 m	Dolomitische Mergel.
14)	0,07—0,08 m	Terebrateln führender, feinkristalliner, punktierter Dolomit mit Calcitdrusen.
15)	0,25 m	In kleine, scherbige Plättchen brechende, grünlichgraue dolomitische Mergel.
16)	0,1 m	Lage wie bei 14, mit wenigen Terebrateln.
17)	0,3 m	Wie bei 15.
18)	0,08—0,10 m	Ellipsoidschalige, rau anwitternde Dolomitbank.
19)	rd. 0,5 m	Dünnscherbige, dolomitische Mergel.
20)	rd. 4 m	Schlecht geschichtete, scherbig brechende, dolomitische Mergel.
21)	0,06 + x m	Ziemlich grobkristalline Terebratel-Bank mit den bezeichnenden kakaobraunen Querschnittfüllungen und Poreneinlagerungen.
22)	x (wenig) m rd. 1 m	Dolomitische Mergel. Verschüttet; hier liegen einige Platten, die sehr der Haupt-Terebratelbank gleichen.
		Mergelige Schichten:
23)	rd. 1,5 m	Dolomitische Mergel.
24)	0,10—0,2 m	Sandig-glimmerige, bräunliche, etwas poröse Dolomitbank.
25)	rd. 5,5 m	Dolomitische Mergel.

26)	0,2 m	Dolomitische Sandsteinbank mit sehr unebener Oberfläche; sie enthält schöne Rhizocorallien (<i>Rh. jenense</i>).
27)	0,18 m	Wie bei 25.
28)	0,05—0,10 m	Wie bei 26.
29)	2,5 + x m	Wie bei 25.

Liegendes:
Nicht weiter aufgeschlossen.
Auch die Grenze mu-bs nicht einigermaßen sicher zu bestimmen.

8. Profil von der Unteren Schaumkalk-Bank an bis zu den Mergeligen Schichten S. von Altheim.¹⁾)

Untere Schaumkalk-Bank (USK):		
1)	x m	Dickbankige, ziemlich grobkristalline Dolomite.
Untere Dünnschichtige Dolomite:		
2)	rd. 6,5 m	Im großen und ganzen sehr dünn-schichtige Dolomite, in denen etwa 4 m unter der Oberfläche eine etwas dickere Gervillien-Platte eingeschaltet ist. Im allgemeinen ziemlich ebenschichtig, stellenweise aber auch mit Überfaltungen und unregelmäßigen Schichtflächen — an einer Stelle 70° (NO.) streichende „Wellenstreifen“, deren Bedingtheit durch Unstetigkeitsflächen man deutlich an einer schief-liegenden Zerteilung im Querbruch erkennt (vgl. SCHAUB, 1933).
3)	0,2 m	Grobkristalline, zu Dolomitsand verwitternde Dolomitbank. (Ob <i>Pentacrinus</i> -Bank?)
4)	rd. 1,5 m	Im allgemeinen ziemlich ebenflächige, dünn-schichtige, tonige Dolomite mit Myaciten und Gervillien.
<i>Pentacrinus</i> -Bank:		
5)	0,1 m	Unregelmäßig geschichtete Bank eines frisch grobkristallinen, grauen, dicht bis feinkörnig, grün-grau anwitternden Dolomits, der zahlreiche ziemlich verschieden gestaltete, fünf-eckige Glieder von „ <i>Pentacrinus</i> “ führt.
Wellenmergel:		
6)	rd. 5 m	Stark dolomitische Mergel mit einzelnen, widerständigeren Lagen, die wohl mehr dolomitisch sind; örtlich mit Ellipsoid-einschaltung.
Terebratel-Zone:		
a) Obere Terebratel-Bänke:		
7)	0,2 m	Ziemlich grobkristalline Dolomitbänke, die spärlich Terebrateln führen. Diese sind nur aus den Querschnitten und aus mehr oder weniger stark mit Calcit erfüllten Hohlräumen zu erschließen, bei denen häufig die Form der Terebrateln genau zu sehen ist.
8)	0,4—0,5 m	Grüngraue, gelblich anwitternde dolomitische Mergel.
9)	0,1 m	Terebratel-Bank wie bei 7 mit <i>Spiriferina fragilis</i> , <i>Gervilleia socialis</i> , <i>Lima lineata</i> , <i>Euanitostreon</i> , <i>Myophoriopsis</i> und Trochiten.

¹⁾ am Weg auf den Billen-Berg, bei der alten Buche.

b) Schieferige Mergel:		
10)	0,4 m	Zahlreiche Terebrateln führende, grüngraue, dolomitische Mergel.
11)	0,3 m	Etwas sandige, teils ziemlich grob-, teils feinkristalline Dolomitbänke; es scheint sich hierbei nur um verschiedene Verwitterungsstadien zu handeln.
12)	rd. 5 m	Dünnschieferige Mergel mit schlecht erhaltenen Fossilien, meist Myaciten.
13)	0,3 m	Ziemlich feste grobkristalline Dolomitbänke, die besonders in der obersten Bank reichlich Terebrateln führen.
14)	0,30—0,40 m	Graugrüne, flaserige, dolomitische Mergel.
c) Haupt-Terebratelbank:		
15)	0,45 m	Widerstandsfähige, grobkristalline Dolomite mit ziemlich reichlichen Schalenquerschnitten, die wohl größtenteils zu <i>Terebratula vulgaris</i> zu stellen sind.
Mergelige Schichten:		
16)	rd. 7 m	Grobstückig brechende bis flaserige dolomitische Mergel, die weitaus gegenüber den ziemlich spärlichen eingeschalteten, ± sandigen Dolomitplatten vorherrschen.
17)	rd. 3 m	Schwach dolomitische Mergel, die blättrig zerfallen, und grau-grüne glimmerige Mergel bis Tone.
18)	0,3 m	Drei sandige Dolomitbänke.
Liegendes:		
Nicht weiter aufgeschlossen.		

9. Profil durch die *Orbicularis*-Schichten, die Schaumkalk-Zone und die *Pentacrinus*-Bank am Ostrand der Truppacher Höhe.¹⁾

<i>Orbicularis</i> -Schichten:		
In dem Verwitterungs-Material liegen die dünnschieferigen Kalke der <i>Orbicularis</i> -Schichten; im „Höhenlehm“ in nächster Nähe des Bruchs auch einzelne Stücke aus der Knochenbank.		
Obere Schaumkalk-Bank (OSK):		
1)	x m	Grobkristalline Dolomitbank, die teilweise oolithisch ist und in Dolomitsand zerfällt. Die Mächtigkeit läßt sich nicht bestimmen, da schon in weitem Maß durch die Verwitterung aus dem Verband gelöst.
2)	0,2 m	Schill- bis Bruchschillage, oolithisch.
3)	0,03 m	Zwischenlage dichten Kalkes.
4)	0,15 m	Wie bei 2; unterster Teil der Bank ein dichter „Basalkalk“, der einen Wirbel enthält, und auch im Schill einzelne dichte Kalkstückchen (Aufarbeitung!).
5)	0,15 m	Mergelig-kalkige Zone, die zu einer stark lehmigen Masse verwittert.
6)	0,23 m	Oolithischer Schalendetrituskalk, der wohl etwas dolomitisch ist; in der Mitte eine dünne Mergellage.

¹⁾ 300 m WNW. von P. 349,7. Das Profil ist zusammengestellt aus der Schichtenfolge in zwei unmittelbar benachbarten Steinbrüchen.

7)	0,06 m	Bald rostig-braun, bald ganz hell-gelblichgrau anwitternde Bank wie bei 6.
8)	0,05 m	Mergellage.
9)	0,5 m	Schillkalk, unterste Bank grau wie bei 4.
10)	0,12 m	Gelblichgrauer, etwas glimmeriger, toniger und dolomitischer Kalk.
11)	0,1 m	Dünnschichtige Kalkmergel oder Mergelkalke.
12)	1,0 ± 0,1 m	Schillbänke, die immer wieder von einzelnen dichten Kalklagen durchzogen sind. Großenteils oolithisch. Bei der Verwitterung bezeichnendes Schaumkalkaussehen annehmend.
13)	0,1 m	Bald blaugraue, bald gelblichgraue tonig-glimmerige Lage, die zum Brennen unbrauchbar ist; wohl auch etwas dolomitisch.
14)	0,6 + x ¹⁾ m	Bruchschillbänke teilweise ziemlich kristallin.
Obere Dünnschichtige Kalke:		
15)	3,0 + x ¹⁾ m	Blaugrauer, dünnschichtiger (etwa 1—1,5 cm) Kalk, der ziemlich zahlreich auskeilende Lagerung zeigt. „Wellenstreifen“ in Richtung 80° (NO.).
Untere Schaumkalk-Bank (USK):		
16)	1,65 m	Rostig-rotbraun verwitternde, ziemlich grobkristalline Dolomite. Sie verwittern so sehr, daß es nicht möglich ist, ein frisches Handstück zu bekommen. Die einzelnen Bänke sind bei der Verwitterung verschieden widerstandsfähig, die Zone wittert infolgedessen etwas gestuft an. Die Verwitterung führt zur Bildung geologischer Orgeln, in welche die Oberen Dünnschichtigen Kalke nachstürzen.
Untere Dünnschichtige Kalke:		
17)	0,5—0,6 m	„Blaue Bank“, ziemlich fester, im Anstehenden kaum die latent vorhandene Absonderung nach den Schichtflächen zeigender, dichter blaugrauer Kalk.
18)	2,1 m	Obere Hälfte mehr grobscherbige, untere Hälfte mehr schieferig brechende, dichte, blaugraue Kalke.
19)	1,00 m	Sehr fest gepackte Kalke, etwa wie bei 17, in der Mitte eine Lage wie bei 18, die gegen N. zu auf 0,6 m anschwillt. — An einer Stelle sieht man, wie die, die „Wellenstreifen“ bedingenden Unstetigkeitsflächen deutlich auch im Querbruch an einer Schicht durch selektive Verwitterung herausgearbeitet sind.
20)	3,2 + rd. 2 m	Schieferig, scherbig, toniger, dichter Kalk, bei dem einzelne Lagen etwas dicker sind, knollig verwittern und rostige Kluffflächen zeigen.
<i>Pentacrinus</i> -Bank:		
21)	0,10—0,2 m	Eine aus dichtem, blaugrauem Kalk bestehende Bank, die oben teilweise übergeht in einen wohl schwach dolomitischen, tonigen Ockerkalk, der teilweise röhrenartig in den blaugrauen Kalk eindringt (Bohrröhren?).

¹⁾ Über den Wert von x läßt sich nicht viel aussagen. Groß kann er nicht sein, höchstens 0,5—1 m; denn in dem oberen Bruch liegen Stücke von den heute nicht mehr aufgeschlossenen dichten Kalken und in dem unteren findet man in dem Verwitterungsmaterial noch Bänke wie bei 14.

In diesem Kalk *Lima striata*, Myaciten, zahlreiche kleine Trochiten und *Pentacrinus*-Glieder.

Die unmittelbare Unterlage bildet ein gelblichweißer, ziemlich grobkristalliner Dolomit, der ebenfalls Trochiten führt.

10. Profil durch die Schaumkalk-Zone S0. vom Neumühler Hof bei Ormesheim.

		Obere Schaumkalk-Bank (OSK):
1)	1,5 + x m	Ziemlich grobkristalline Dolomitbänke von etwa 0,08—0,10 m Bankdicke, stellenweise mit schwachem Sandgehalt. Nicht näher zu gliedern, da unzugänglich; dem Aussehen nach einheitlich. Ihre Mächtigkeit ist nicht vollständig, da sie schon der Verwitterung ausgesetzt waren.
2)	0,15—0,2 m	Ganz dünnschieferiger, stark glimmerhaltiger Dolomit in Wechsellagerung mit ziemlich dünnplattigem, sandigem, ganz hellem, gelblichem Dolomit.
3)	0,7 m	Dünnplattiger, schwach sandiger, ganz heller, gelblicher Dolomit, teilweise in Übergang zu
3a)		dünnschieferigem, stark glimmerhaltigem, Holzreste führendem, dolomitischem Sandstein. Verwittert, teilweise flaserig und unebenschichtig, besonders in der tonreicheren Mitte. Die obere und die untere Grenzlage stellen ganz ebenplattige Bänke dar, von denen die untere 0,08—0,12, die obere 0,15 m mächtig ist. — Die Zone ist reich an Lebensspuren, die man vielleicht kriechenden Würmern zuschreiben könnte; daneben <i>Lima lineata</i> in großem Exemplar.
4)	0,05—0,1 m	Ganz dünnschieferiger, stark glimmerhaltiger Dolomit.
		Obere Dünnschichtige Dolomite:
5)	1,8 m	Dünngeschichtete, schieferige, feinkörnige Dolomite mit spärlichen <i>Myophoria vulgaris</i> , <i>Gervilleia goldjussi</i> und einzelnen Myaciten.
		Untere Schaumkalk-Bank (USK):
6)	2,6 + x m	Dickbankiger, sehr grobkristalliner, rauchgrauer bis rauchbrauner Dolomit, mit seltenen Trochiten und ziemlich zahlreichen Schalenquerschnitten, die wohl zu <i>Pecten</i> zu stellen sind. — Die Lage stellt eine fast ununterbrochene Bank dar, die nur ganz örtlich durch Schichtflächen abgeteilt wird und deren Unterkante nicht mehr erschlossen ist.

11. Profil durch die *Orbicularis*-Schichten und die Obere Schaumkalk-Bank am Scheelwieser Kopf bei Contwig¹⁾.

		Schichten über der Knochenbank und Knochenbank.
		Angedeutet durch:
1)	0,4 m	Verwitterungsmaterial, das oben dichte gelbe, etwas tonige Dolomite enthält, darunter bezeichnende Platten der Knochenbank mit aufgearbeiteten Fetzen.

¹⁾ 400 m WSW. von P. 374 m.

		Schichten zwischen Knochenbank und OSK:
2)	0,6 m	Immer noch stark angewittert, allem Anschein nach dasselbe wie bei 3.
3)	0,6 m	Dünnschieferige, fast fossilfreie, gelblich- bis bläulichweiße Kalke.
4)	0,4 m	Fossilarme Kalke, die, abgesehen von etwas größerer Schichtung, denen von 3 gleichen.
5)	0,1 m	Graue Bröckchenkalke, die an den Berührungsstellen der einzelnen Bröckchen hellockerig verwittern.
6)	1,1 -1,2 m	Dünnplattige Kalke mit reichlich <i>Myophoria orbicularis</i> .
		Obere Schaumkalk-Bank (OSK):
7)	1,9 + ? m	Grobgebankte, teils weiße, oolithische Bänke mit vielen Schalenresten und meist grobem Korn. Die Überlagerung der <i>Orbicularis</i> -Schichten erfolgt über einer durch echte Wellenfurchen gebildeten Unterlage.

12. Profil durch die *Orbicularis*-Schichten bei Gersheim.¹⁾

		<i>Orbicularis</i> -Schichten:
		Schichten über der Knochenbank:
1)	0,35 m	Dichte Dolomite von hellgrauer bis gelblicher Farbe in Bänken von 0,03—0,05 m Dicke.
2)	0,8—0,9 m	Papdeckeldünn (2—5 mm) zerfallende, tonige, frisch bläuliche, verwittert gelbliche bis bräunlichgraue Dolomite. Die Dünnplattigkeit kommt von der Anreicherung feinsten Glimmerschuppen auf den Schichtflächen.
		Knochenbank:
3)	0,6 m	Dolomitbank von dichter bis feinkörniger, hellgelblicher Grundmasse, die von rostig anwitternden Ooiden ganz erfüllt ist und die zahlreiche dichte Dolomitfetzen von teilweise beträchtlicher Größe als Zeichen ehemaliger Aufarbeitung enthält. — Sie führt zahlreiche Schalenreste von <i>Myophoria orbicularis</i> .
4)	0,05 m	Ganz dichter, gelblicher, fossilfreier Dolomit.
5)	0,08—0,12 m	Oolithische Dolomitbank mit <i>Myophoria orbicularis</i> .
6)	0,05 m	Dichter, fossilfreier Dolomit.
7)	0,05 m	Wie bei 6; die Unterseite Deckplatte eines <i>Orbicularis</i> -Pflasters, bei dem an sämtlichen Stücken die Wölbung nach oben liegt.
8)	0,02—0,03 m	Schieferig zerfallender Oolith wie bei 5.
		Schichten zwischen Knochenbank und OSK:
9)	0,25—0,3 m	Dichte, bläulich bis weißlichgraue, etwas tonige Dolomite in 0,03—0,05 m dicken Bänken.
10)	0,15 m	Schieferige, tonige Dolomite.
11)	1,0 + x m	Dichte, dünnschieferige, gelbliche Dolomite, deren Untergrenze nicht aufgeschlossen ist.

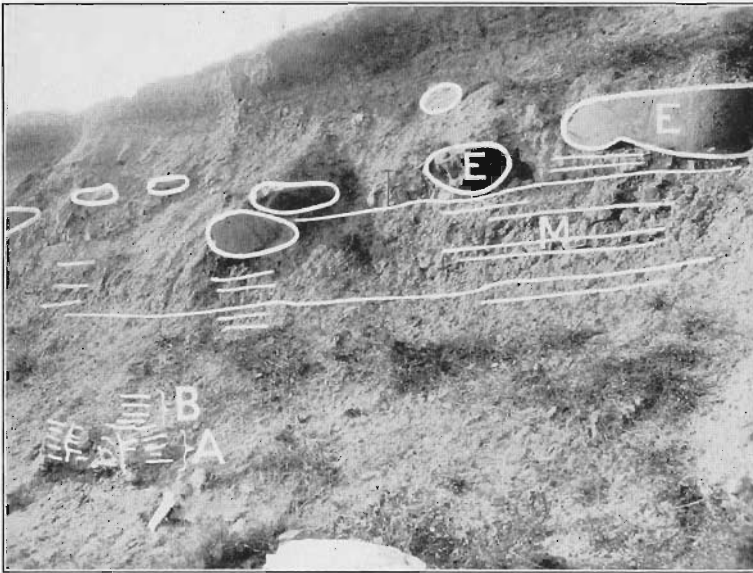
¹⁾ S. der Straße nach Walsheim, 200 m WSW. von km 13.

Schriftenverzeichnis.

- BAYERN: Geognostische Karte von Bayern 1:100 000 mit Erläuterungen. Blatt Zweibrücken (1903) und die nicht veröffentlichten Blätter der Originalaufnahme im Maßstab 1:25 000.
- BARG, H.: Untersuchungen über badischen Schaumkalk. (Stratigraphischer Teil.) — Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver., N. F. 22, Stuttgart 1933.
- BENECKE, BÜCKING, SCHUMACHER, VAN WERVEKE: Geologischer Führer durch das Elsaß. Berlin 1900.
- BRINKMANN, R.: Tektonik und Sedimentation im südlichen deutschen Triasbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., 78, Berlin 1926.
- DAUBRÉE, A.: Description géologique et minéralogique du département du Bas-Rhin. — Straßburg 1852.
- DEECKE, W.: Der paläogeographische Charakter des germanischen Muschelkalkbinnenmeeres. — Verh. naturf. Ges. Basel, 33, 1922.
- ELSASS-LOTHRINGEN: Geologische Spezialkarte von Elsaß-Lothringen 1:25 000 mit Erläuterungen:
- Blatt Sierck (1889),
 - „ Merzig (1889),
 - „ Groß-Hemmersdorf (1889),
 - „ Busendorf (1889),
 - „ Lubeln (1889),
 - „ Forbach (1890),
 - „ Rohrbach (1890),
 - „ Bitsch (1890),
 - „ Ludweiler (1891),
 - „ Bliesbrücken (1891),
 - „ Wolmünster (1891),
 - „ Saarbrücken (1892),
 - „ Lembach (1892),
 - „ Weißenburg (1892),
 - „ St. Avold (1894),
 - „ Saargemünd (1895),
 - „ Saareinsberg (1895),
 - „ Falkenberg (1897),
 - „ Niederbronn (1897),
 - „ Pfalzburg (1902).
- ELSASS-LOTHRINGEN: Geologische Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen 1:200 000. Blatt Saarbrücken (1906) mit Erläuterungen von L. VAN WERVEKE.
- FRANK, M.: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Wellengebirges im südlichen Schwarzwald. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., 84, Stuttgart 1928.
- FRANTZEN, W.: Gliederung des unteren Muschelkalks in einem Teile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. — Jb. Preuß. geol. L.-A. für 1887, Berlin 1888.
- FRANTZEN, K.: Die Bildungsgeschichte des oberen Buntsandsteins Südwestdeutschlands im Lichte der Paläontologie. — Z. deutsch. geol. Ges., 83, Berlin 1931.
- FREYBERG, B. VON: Der Aufbau des unteren Muschelkalks im Thüringer Becken. — N. Jb. f. Min. usw., B.-B. 45, Stuttgart 1922.
- GENSER, C.: Zur Stratigraphie und Chemie des mittleren Muschelkalks in Franken. — Geol. u. pal. Abh., N. F. 17, H. 4, Jena 1930.

- GOETZ, V.: Über die Veränderungen des Muschelkalkes und Keupers im Trier-Luxemburger Becken nach Westen und am Südrande der Ardennen. — Jb. Preuß. geol. L.-A. für 1914, 35, Berlin 1915.
- GÜMBEL, C. W. VON: Geologie von Bayern, II. Bd., Kassel 1894.
- HÖRM, F.: Beiträge zur Kenntnis des Wellengebirges von Zweibrücken. — Geogn. Jh., 23, München 1910.
- HERBIG, PH.: Die Dynamik des deutschen Muschelkalkmeeresbodens, ihr Einfluß auf die Genesis der Muschelkalkgesteine und ihre Bedeutung für Probleme der physikalischen und historischen Geologie. — Beitr. z. phys. Erforsch. d. Erdrinde, H. 4, Berlin 1931.
- HILDEBRAND, E.: Der Aufbau des Wellenkalkes. Ein Beitrag zur Frage seiner allgemeinen Bildungsbedingungen. — Geol. u. pal. Abh., N. F. 16, H. 3, Jena 1928.
- KRAUS, E.: Von der Westküste des Muschelsandsteinmeeres (unterer Muschelkalk von Elsaß-Lothringen). — C. f. Min. usw., Stuttgart 1921.
- KRAUS, E. & KLÜPFEL, W.: Lothringen (aus der Reihe: „Die Kriegsschauplätze 1914 bis 1918 geologisch dargestellt“, H. 2), Berlin 1925.
- LÖFFLA, A.: Zur Stratigraphie und Tektonik der südlichen Rheinprovinz. — Jb. Preuß. geol. L.-A. für 1924, 45, Berlin 1925.
- MEYER, G.: Über die Lagerungsverhältnisse der Trias am Südrand des Saarbrücker Steinkohlengebirges. — Mitt. d. Comm. d. geol. Landesunt. v. Elsaß-Lothringen, 1, Straßburg 1888.
- PREUSSEN: Geologische Spezialkarte von Preußen 1:25 000, mit Erläuterungen.
 Blatt Dudweiler (1875),
 „ Hanweiler (1875),
 „ Saarbrücken (1875),
 „ Groß-Hemmersdorf (1875),
 „ Saarlouis (1875).
- REIS, O. M.: Erläuterungen zu Blatt Zweibrücken der Geognostischen Karte 1:100 000 von Bayern, München 1903.
 — Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der fränkischen Trias. — Geogn. Jh., 22, München 1909.
- RICHTER, R.: Flachseebeobachtungen. — Senckenbergiana, 4, 6, 8, Frankfurt 1922, 1924, 1926.
- SCHAD, A.: Zur Entstehung der „Wellenstreifen“ im Wellengebirge. — C. f. Min. usw., Abt. B., Stuttgart 1933.
- SCHALLER, J.: Chemische und mikroskopische Untersuchung von dolomitischen Gesteinen des Lothringer Muschelkalks. — Mitt. geol. L.-A. v. Elsaß-Lothringen, 5, Straßburg 1900.
- SCHMIDT, M.: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. — Mitt. geol. Abt. Württ. Statist. Landesamt, H. 3, Stuttgart 1907.
 — Die Lebewelt unserer Trias. Oehringen 1928.
- SCHUMACHER, E.: Zur Kenntnis des unteren Muschelkalks im nordöstlichen Deutsch-Lothringen. — Mitt. d. Comm. d. geol. Landesunt. v. Elsaß-Lothringen, 2, Straßburg 1889.
- STAESCHE, K.: Der Buntsandstein des Saarlandes. — Festschr. z. 55. Tagg. d. Oberrh. geol. Ver., Saarbrücken 1927.
- STRIGEL, A.: Paläogeographisches vom süddeutschen Triasbecken. — C. f. Min. usw., Abt. B., Stuttgart 1926.
 — Der süddeutsche Buntsandstein. — Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg, N. F. 16, Heidelberg 1929.

- UDLUFT, H.: Über ein gemeinsames Grundprinzip für die Entstehung einiger Dolomitvorkommen. — Z. deutsch. geol. Ges., 82, Berlin 1930.
- VOLLRATH, P.: Das Meer zur Wellengebirgszeit zwischen Schwarzwald und Thüringer Wald. — Naturw. Wochenschr., N. F. 21, Jena 1922.
- Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. — N. Jb. f. Min. usw., B.-B. 50, Stuttgart 1924.
 - Zur vergleichenden Stratigraphie der Buntsandstein-Muschelkalkgrenzschichten zwischen Nordschwarzwald, Mosbach und Saargebiet. — Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. geol. Ver., N. F. 17, Stuttgart 1928.
- WAGNER, GG.: Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalks und der unteren Lettenkohle in Franken. — Geol. u. pal. Abh., N. F. 12, H. 3, Jena 1913.
- WAGNER, R.: Die Encriniten des unteren Muschelkalks bei Jena. Jena 1886.
- WEISS, E.: Über die Gliederung der Trias in der Umgegend von Saarbrücken. — N. Jb. f. Min. usw., 40, Stuttgart 1869.
- Die Entwicklung des Muschelkalks an der Saar, Mosel und im Luxemburgischen. — Z. deutsch. geol. Ges., 21, Berlin 1869.
 - Erläuterungen zu den Blättern Dudweiler, Groß-Hemmersdorf, Hanweiler, Saarbrücken der Geol. Spezialkarte von Preußen.
- WERVEKE, L. VAN: Küstenausbildung der Trias am Ardennenrand. — Mitt. geol. L.-A. v. Elsaß-Lothringen, 10, Straßburg 1916.
-

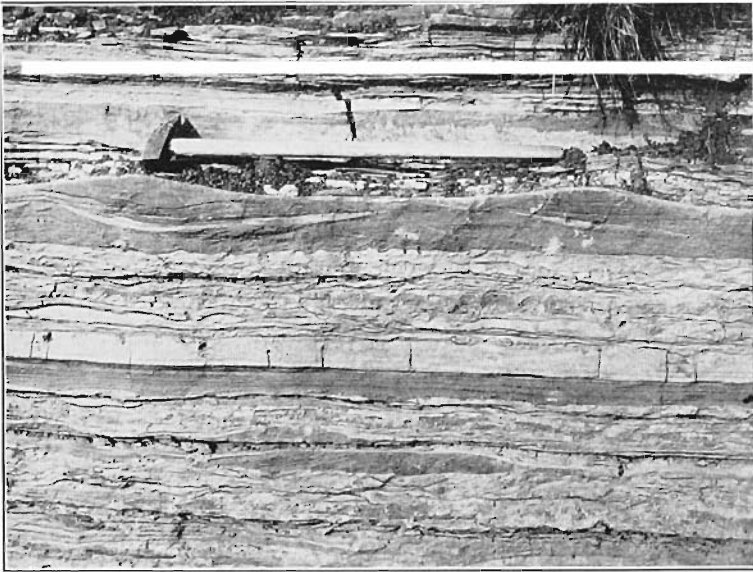


Aufn. von A. SCHAD.

Fig. 1

Untere Mergelige Schichten bei Nieder-Auerbach (vgl. Prof. 3) mit dem Beneckeien-Lager und den auf S. 20 erwähnten Ellipsoiden.

A stellt eine das Beneckeien-Lager(B) unterlagernde, flaserige, stark dolomitische Mergelbank dar. Das Beneckeien-Lager besteht aus grobstückig brechenden dolomitischen Mergeln und ist 0,4 m mächtig. Darüber folgen 2,6 m ebenfalls grobstückig brechende, teilweise etwas sandige Mergel, deren oberem Teil die Ellipsoide (E) eingeschaltet sind. (Maßstab: Hammer).



Aufn. von A. SCHAD.

Fig. 2

Großrippel-Bildung in den Detrituskalkbänken der Oberen Schaumkalk-Zone. „Auf der Pottschtütt“ bei Contwig.

Man erkennt deutlich die außerordentlich unruhige Schichtung in der OSK. Dünne, manchmal etwas dickere Schichten eines dichten, in der Abb. hellen Kalkes, die meist sehr stark zerfressen sind, wechsellagern mit rostig anwitterndem, daher im Bilde dunklem Schalendetrituskalk, der häufig Deltaschichtung zeigt und gelegentlich aufgearbeitete Fetzen dichten Kalkes führt.

Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayer. Oberbergamt. 14. Heft 1934.

Die doppelseitige Tafel 1 wurde in zwei Einzelseiten zerlegt.

Zweitveröffentlichung: Januar 2018 (www.geosaarmueller.de)