

Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf.

(Ein Beitrag zur Kenntnis der Ostgrenze des Fränkischen Jura.)

Von

J. F. Pompeckj.

Gab es zur Jurazeit ein „vindelicisches“ Gebirge? Welche Küstenlinien hatte das süddeutsche Jurameer gegen Osten hin? Diese bisher nur in allgemein gehaltenen Sätzen beantworteten Fragen gaben mir die Veranlassung, die Juraablagerungen an dem uns jetzt erhaltenen Ostrande des Fränkischen Jura gegen die krystallinen Massen des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes hin einer näheren Prüfung zu unterziehen.

Als Ausgangsgebiet für solche Untersuchungen wurden die Juravorkommnisse der Regensburger Gegend gewählt. Wenn auch Herr L. v. AMMON den Jura bei Regensburg bereits 1875 in den Bereich seiner Studien gezogen hatte, so empfahl es sich doch, gerade dieses Gebiet als Basis für weitere Untersuchungen in's Auge zu fassen. Die äussersten Ausläufer der Tafel des Frankenjura gegen Südost müssen am ehesten Aufschluss über die oben gestellten Fragen liefern können. Hier, an der „grossen Urgebirgsecke des Keilbergs“ — wie GÜMBEL sich ausdrückt — ist östlich von Regensburg durch Lias, Dogger und Malm das vollständigste Profil gegeben, welches überhaupt am heutigen Ostrande des Fränkischen Jura zu beobachten ist. Hier liess sich am besten an Herrn v. AMMON'S Untersuchungen anknüpfen, deren Schwergewicht ja auf die weiter gegen Südost — nach Passau hin — folgenden Jurapunkte Niederbayerns gelegt worden ist.

Das zunächst untersuchte Gebiet umfasst die Juravorkommnisse nördlich der Donau bis nach Regenstauf, zwischen dem Regenfluss und dem Westrande des Bayerischen Waldes. Mehrere kleinere und grössere Schollen von Juragesteinen treffen wir hier an, welche theils durch tektonische Vorgänge, theils durch Erosionsthätigkeit von der einst einheitlichen Tafel des Frankenjura losgelöst sind. Die fünf östlichen isolirten Schollen — am Keilberg, beim Schnaiterhof, Abbachhof, im Postholz und am Regenstauer Galgenberg — lagern sich an die krystallinen Massen des Bayerischen Waldes an. Ihnen als den stratigraphisch umfangreicheren, faciell und geographisch wichtigeren und tektonisch interessanteren musste hier

der breitere Raum gewidmet werden. Die drei westlicheren Vorkommnisse zwischen Reinhausen und Zeitlarn — der Reinhausener Berg, die Höhe bei Wutzelhofen und der Sallerner Berg, der Zeitlarnener Berg — oberflächlich durch Erosionsrinnen getheilt, bilden wahrscheinlich eine einzige zusammenhängende, durch das hier nicht besonders breite Regenthal von der Hauptmasse des Frankenjura abgetrennte Scholle. Sie sind — weil von weit geringerem stratigraphischem Umfang — wesentlich unwichtiger und auch in tektonischer Beziehung weniger von Bedeutung.

Für die Beantwortung der Eingangs gestellten Fragen ist es nothwendig, zunächst die Schichtenfolge im Bereich der einzelnen Schollen genau festzustellen. Auf Grund der stratigraphischen und faciellen Verhältnisse sind dann die nothwendig sich ergebenden Folgerungen in Bezug auf die Palaeogeographie zu ziehen. Schliesslich soll der tektonische Aufbau und seine Beziehungen zu der heutigen Oberflächengestaltung des Gebietes untersucht werden.

Bei der Bestimmung der Fossilien aus den verschiedenen Horizonten ergaben sich manche Schwierigkeiten. Theils sind neue Arten festzustellen gewesen, theils erlaubte das Material Berichtigungen in Bezug auf die systematische Stellung mancher bisher dubiös gewesenen Formen und Gruppen, andererseits forderte die Durcharbeitung des Materials zur Kritik vorhandener Bestimmungen auf. Auf diese verschiedenen Punkte konnte im vorliegenden Theile der Arbeit nicht näher eingegangen werden, dazu hätte es neben zahlreichen Abbildungen von Fossilien längerer Auseinandersetzungen bedurft. Beides soll im Anschluss an palaeontologische Untersuchungen aus unserem Gebiete folgen, wo dann auch die eingehenderen tiergeographischen Ergebnisse ihren Platz finden werden. Wo bei den hier angeführten Fossilien aus dem gewählten Namen keine Eindeutigkeit abzuleiten war, wurden Hinweise auf Abbildungen resp. Beschreibungen bestimmter Exemplare gegeben, ohne auf eine Kritik bezüglich der Benennung einzugehen.

Arbeiten, in welchen unser Gebiet ganz speciell behandelt ist, sind: in erster Linie

L. v. AMMON: Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau, München 1875 (besonders p. 7—61; p. 7 ist dort die ältere Literatur zusammengestellt) ferner

C. W. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges 1868 (citirt: Gümbel: ostbayer. Grenzgeb.).

— — Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Franken-Jura) 1891 (citirt: Gümbel: Frankenjura).

Dr. BRUNHUBER: Ueber die tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Regensburg. Ber. d. naturw. Vereins zu Regensburg. V. Heft. 1896.

Die in Betracht kommenden Karten sind:

1. Bayerische Generalstabkarte, Blatt Regensburg (1 : 50 000).
2. GÜMBEL'S Geognostische Karte von Bayern, Blatt Regensburg (1 : 100 000).

Eine angenehme Pflicht erfülle ich, indem ich hier Herrn Dr. med. BRUNHUBER, den Vorstand des naturwissenschaftlichen Vereins in Regensburg, meines allerherzlichsten Dankes versichere. Herr Dr. BRUNHUBER, der selbst die Geologie des behandelten Gebietes zu seinem Specialstudium gewählt hat, war mir auf zahlreichen Excursionen ein stets liebenswürdiger Führer durch sein Heimatsgebiet;

ihm verdanke ich nicht nur viele werthvolle Unterstützung im Felde, ich schulde ihm auch grossen Dank für die Liberalität, mit welcher er mir die seiner Obhut unterstellten Sammlungen des Regensburger naturwissenschaftlichen Vereins zugänglich machte. Herzlichen Dank sage ich auch Herrn Oberbergamtsassessor Professor Dr. L. v. AMMON in München für freundliche Hilfe, die er mir zu Theil werden liess.

I. Die Juraschollen zwischen Regensburg und Regenstauf.

Der Jura am Keilberg.

Halbwegs zwischen Regensburg und der das Land weithin beherrschenden Walhalla tritt uns am Keilberg eine typische Juralandschaft entgegen. Steil ragen aus der Quartärebene des Donauthales Massen von Jurakalken auf und geben mit ihren grotesken Thürmen und Klötzen, mit ihren Zinnen und Zacken ein Bild — so typisch, als ständen wir im Altmühlthal oder vor sonst einer besonders charakteristischen Landschaft des Frankenjuras. Der Südrand einer von der grossen Platte des Frankenjura getrennten Scholle, jüngst noch hier das Nordufer der Donau bildend, ist es, den wir sehen, einer Scholle, welche der letzte grössere Ausläufer der süddeutschen Juratafel gegen Südost hin, gegen die krystallinen Gesteine des Bayerischen Waldes, ist.

Gegen Süden ist die Scholle — $2\frac{1}{2}$ km weit — von der Bahnstation Walhallastrasse bis zur Tegernheimer Schlucht (nördlich vom Dorfe Tegernheim) abgegrenzt durch das Donauthal. Die Ostgrenze — von der Tegernheimer Schlucht bis zum Dorf Irlbach (4 km) — bilden die nur zum Theil durch Thalschluchten abgeschnürten flachkuppigen Höhen der Granitberge des Bayerischen Waldes. Im Norden begrenzt von Irlbach gegen Gonnersdorf hin das flache, breite Thal des Wenzelbachs den Keilberg, und im Westen scheidet ihn das von der Bahnlinie Regensburg—Weiden durchzogene, mit Tertiär- und Quartär-Ablagerungen erfüllte Trockenthal von den mit cretacischen und tertiären Gesteinen bedeckten Höhen des Reinhausener, Sallerner und Zeitlerner Berges.

Die in ihrer höchsten Erhebung bis zu 460 m aufsteigende und die Donau-ebene bis zu 130 m überragende Masse des Keilbergs wird weitaus zum grössten Theile zusammengesetzt von Malmkalken. Nur am Ostrande treten in schmalen Bande Gesteine des Dogger zu Tage und — was von besonderer Wichtigkeit ist — auch solche des Lias. Das Liegende des Lias wird durch Sandsteine und Thone der jüngeren Trias gebildet, unter welchen — gegen Osten hin — das Rothliegende dem Granit auf- und angelagert ist.

Die Gesamtmächtigkeit des Jura am Keilberg beträgt schätzungsweise etwa 200 m, von welchen ca. 24 für den Lias, 35 für den Dogger und etwa 140 für den Malm zu rechnen sind.

Die Schichten sind der Hauptsache nach gegen Westen geneigt; die Stärke ebenso wie die Richtung des Einfallens wechseln lokal ganz bedeutend (vergl. unten Abschnitt III).

Da Herr v. AMMON in seiner Monographie der Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau (l. c. pag. 7—61) die stratigraphischen Verhältnisse des Jura am Keilberg eingehendst untersucht hat, so können wir hier für unsere

Aufgaben uns an einer kurzen Aufzählung der einzelnen Schichtglieder genügen lassen; wir fügen nur dort einiges zu, wo durch neuere Aufschlüsse und Funde sich Ergänzungen zu Herrn v. AMMON's Studien ergeben.

Schichtenfolge im Jura am Keilberg.

Unter Zuhilfenahme kleinerer Aufschlüsse bei dem Dorfe Keilberg, am Brandlberg, bei Thanhof, Jägerberg, bei Grünthal lässt sich die Schichtenfolge am besten studieren in den Steinbrüchen am Nordrande, südlich von Irlbach (Lias, unterer Dogger zum Theil, unterer Malm zum Theil) und am Südrande des Keilbergs — von der Tegernheimer Schlucht und dem Tegernheimer Keller bis zur Station Walhallastrasse (oberer Lias, Dogger, Malm).

Lias.

Der Kontakt des unteren Jura mit seinem Liegenden, kaolinreichen Sandsteinen und rothen Thonen des Keupers wurde bei dem Dorfe Keilberg durch eine Schachtabteufung beobachtet.*) Ob Lias und Keuper concordant oder discordant lagern, ist nicht festgestellt worden. Heute ist die Grenze zwischen Lias und Keuper nirgendwo durch Aufschlüsse gut erkennbar.

Die vollständigste Schichtenreihe des Lias ist in dem Steinbruch südlich von Irlbach (am Wege nach Grünthal) aufgeschlossen. (cf. Profil Fig. 3)**).

Unterer Lias.

L₁. Angulaten-Sandstein, Keilbergsandstein v. GÜMBEL's (v. AMMON l. c. pag. 28).

Bankige, feinkörnige, weisse bis bunte, zum Theil quarzitisches Sandsteine; die feinkörnigsten, schneeweissen Lagen im Bruch bei Irlbach etwas kaolinhaltig. Mächtigkeit: nach der Bohrung im Summaschacht bei Keilberg höchstens ca. 10 m; GÜMBEL gibt mehrfach***) 65 m an, eine Schätzung, für welche kein Beleg geliefert wird und die sicherlich viel zu hoch gegriffen ist.

Bei Irlbach soll nach v. GÜMBEL in diesem Sandstein *Schlotheimia angulata* SCHLOTH. sp. vorkommen. Das Belegstück GÜMBEL's, welches ich dank dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Prof. Dr. v. AMMON in der Sammlung des kgl. Oberbergamts in München prüfen konnte, ist eine schlecht erhaltene *Oppelia*, wahrscheinlich aus der Verwandtschaft der *Opp. Strombecki* OPP. sp. Das Fossil liegt in einem verwitterten Hornsteinknollen, wie solche — wenigstens zum Theil wohl aus den „Hornsteinkalken“ des Malm stammend und zum Theil Kimeridge-Fossilien führend — mehrfach am Keilberg und besonders auf den Höhen des südlichen Theiles desselben gefunden werden. Obwohl Herr v. AMMON in seiner Zusammenstellung der Fossilien des fränkischen Lias†) den *Amm. angulatus* GÜMBEL's — und zwar nach freundlicher Mittheilung unter v. GÜMBEL's Zustimmung — nicht mehr als am Keilberg vorkommend aufführt, nennt ihn GÜMBEL in der „Geologie von Bayern“††) doch wieder noch aus dem unteren Liassandstein vom Keilberg. Für die Altersbestimmung des untersten Liassandsteins am Keilberg bleibt also ausser seiner Lage über petrographisch als Keuper resp. Rhät anzu-

*) cf. L. v. AMMON l. c. p. 12.

***) Die Profil-Zeichnungen sind in Abschnitt III dieser Arbeit zusammengestellt (S. 212).

****) Frankenjura p. 333 und Geologie von Bayern II, p. 832.

†) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 700.

††) l. c. II. p. 832.

sprechenden Sandsteinen und Thonen allein der petrographische Charakter massgebend. Feinkörnige Sandsteine wie hier sind auch sonst im untersten Lias Frankens weit verbreitet, sie entsprechen sonst der Angulaten- (und zum Theil wohl auch der Planorbis-) Zone; speciell in den benachbarten Liasbildungen der Schwandorfer Gegend und der Bodenwöhrer Bucht kommen gleich feinkörnige Sandsteine unter analogen Verhältnissen vor, ebenso in der Amberger Gegend, wo sie *Cardinia Listeri* Sow. enthalten.

L₂. Stufe des Arietites Bucklandi (v. AMMON l. c. pag. 28).

Grobkörnige, eisenschüssige, locker gebundene Sandsteine, leicht zu grobem Kies verwitternd, 1 m mächtig.

Für die Altersbestimmung ist auch bei diesen Sandsteinen, da Fossilien ganz fehlen, lediglich der petrographische Habitus das einzige Hilfsmittel. Als grobkörnige Sandsteine resp. Kalksandsteine sind die Arietenschichten in Franken fast durchgängig ausgebildet.

Schichten mit *Arietites obtusus*, *Oxynoticerias oxynotum* und *Ariet. (Ophioc.) raricostatus* fehlen am Keilberg.

Mittlerer Lias.

Wie die Hochstufe des unteren Lias, so ist auch die Tiefstufe des mittleren Lias, die Numismalisschichten, am Keilberg durch Fossilien nicht nachgewiesen, und der „Arietensandstein“ ist direkt überlagert von Amaltheen-Thonen. Entweder gelangten also während der Zeit des oberen Unterlias und des älteren Mittellias am Keilberg keine Schichten zur Ablagerung — oder die Ablagerungen der „Angulaten“- und „Arietens“-Sandsteine entsprechen den Zeiten bis zum Beginn der Amaltheenschichten.

L₃ L₄. Amaltheenschichten (v. AMMON l. c. pag. 29—33).

Im Steinbruch bei Irlbach ist der Arietensandstein unmittelbar und ohne erkennbare Discordanz überlagert von gelben bis bräunlichen und rothen, zum Theil schiefrigen Thonen, welche namentlich in ihren unteren Lagen reich an Rotheisenerzflötzen — in der Form von Eisenoolith sowohl, wie von Rotheisenerde — sind. In der nur 1,5 m mächtigen Masse konnte v. AMMON die Zone des *Amaltheus margaritatus* sowohl (mit *Spiriferina rostrata* SCHLOTH. sp., *Rhynchonella acuta* Sow. sp., *Rh. serrata* Sow. sp., *Rh. amalthei* Qu. sp., *Waldheimia subnumismalis* DAV. sp., *Pecten aequalvis*, sowie *Belemnites paxillosus* SCHLOTH. und zahlreichen anderen Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Gastropoden), wie auch die Zone des *Amaltheus spinatus* (mit *Amalth. spinatus* BRUG., *Belemnites breviformis* ZIET.) nachweisen.

Oberer Lias.

L₅ und L₆. Posidonomyenschiefer und Sandsteine mit Dactyloceras commune (v. AMMON l. c. pag. 33).

Gesteine, welche der Zone der *Posidonomya Bronni* angehören, sind heute nur noch in dem Steinbruch südlich von Irlbach wirklich gut aufgeschlossen; sie besitzen dort eine Mächtigkeit von ca. 12 m.

Die untere Abtheilung — 7 m — besteht aus dünnblättrigen, schwarzen und dunkelgrauen bis weisslichen, bituminösen Schieferen mit *Harpoceras Lythense* Qu. sp., *Hildoceras bifrons* BRUG. sp., *Inoceramus dubius* Sow., mit Fisch-, Insekten- und Pflanzenresten. Manche Schichtflächen des Schiefers zeigen massenhaft Reste von Landpflanzen: wie mit Häcksel bestreut sehen einzelne Partien

derselben aus. Die lichtere bis weissliche Färbung der Schiefer (v. AMMON p. 34) ist im Irlbacher Steinbruch heute bedeutend weniger verbreitet als zu der Zeit, da Herr v. AMMON den dortigen Aufschluss studirte. Die lichtere Farbe ist wohl nur Folge nachträglicher Entfärbung; nachdem weiter gegen den Berg hinein — dem Fallen folgend — abgebaut worden ist, wurden den Tagwässern weniger ausgesetzte, mehr dunklere Partien des Gesteins in der ursprünglichen Färbung angeschnitten. In Folge reichen Gehaltes an fein vertheiltem Schwefelkies zeigen die Schiefer beim Verwittern reichliche Ausblühungen von Alaun.

Die Fossilien sind nur in einzelnen Lagen häufiger, im ganzen nicht so häufig wie in den Posidonomyenschiefern Schwabens. Die Schiefer erscheinen auch viel weniger reich an Bitumen wie z. B. in der Tübinger und Reutlinger Gegend.

Kalkbänke, wie besonders die in Franken sonst so weit verbreitete Stinkkalkbank mit *Pseudomonotis substriata* MÜNST. sp., fehlen den Posidonomyenschiefern des Keilbergs ganz.

In den oberen Schichten des Schiefers stellen sich bei Irlbach — gegen oben hin allmählich die Schiefer verdrängend — Lagen eines mürben, feinkörnigen, leicht glimmerigen, gelben bis rostbraunen Sandsteins ein (5 m), in welchem ziemlich häufig

Dactyloceras commune Sow. sp. (die feinrippigere Varietät) und

Dactyloceras annulatum Sow. sp.

vorkommen.

Braune Sandsteine mit *Dactyl. commune* sind auch am Südrand des Keilbergs, beim Eingang in die Tegernheimer Schlucht aufgeschlossen. v. AMMON gibt hier (l. c. p. 34) das Vorkommen von hellgrauen bis weisslichen Posidonomyenschiefern an. In dem den Weg schluchtaufwärts begleitenden Wasserriss sind unter dem Sandstein mit *Dactyl. commune* weiche, weissliche, gequetschte Thone angeschnitten, welche unmittelbar an das Rothliegende — hier ein mürbes, buntes, arkosenähnliches Gestein fast von demselben Aussehen wie der Verwitterungsgrus des benachbarten Granites — anstossen. Diese Thone dürften wohl gebleichten Posidonomyenschiefern entsprechen.

Vom mittleren und unteren Lias, welchen v. AMMON seiner Zeit beim Eingang in die Tegernheimer Schlucht beobachtete, ist heute nichts zu erkennen. Nach dem Verlauf der Verwerfung in der Richtung N. 75° W.—SO., an welcher der Jura an das Rothliegende anstösst, und welche der Streichrichtung des Jura N. 30–35 W.—SO. nicht entspricht, könnte am Süden der Schlucht über Tag noch gut für den mittleren und einen Theil des unteren Lias Platz sein. Die betreffenden Lagen sind aber wohl verdeckt durch den Abraum der heute dort betriebenen Thongrube im Opalinuston. Etwas weiter östlich, am Wege vom Tegernheimer Keller in das „Gemeindholz“, welcher durch das Rothliegende führt, liegen lose Blöcke von zum Theil quarzitischem Angulaten- und grobkörnigem Arietensandstein. Es sind das aber nur lose Blöcke, anstehend treffen wir diese Gesteine erst etwas weiter nördlich an.

L₇. Schichten mit *Coeloceras crassum* und *Lytoceras jurensis*.

(v. AMMON l. c. pag. 35. Jurensismergel ep.)

(cf. Profil Fig. 4.)

Die Schichten des jüngsten Lias sind heute nur in der Schlucht beim Tegernheimer Keller entblösst. *) Ueber den Sandsteinen mit *Dactyl. commune* liegen hier zunächst:

*) Bei Irlbach gibt v. AMMON l. c. pag. 35 über den Posidonomyenschiefern eine harte, gelbbraune bis röthliche Mergelbank voll Quarzkörnern mit zahlreichen *Belemnites irregularis* und

1,5 m graue bis graugelbe, harte, etwas sandige, schwach bituminöse Kalke mit nicht sehr häufigen kleinen Quarzgeröllen. Sie sind gebankt und zerfallen in grosse regellose Blöcke. Die Kalke sind mehr oder weniger deutlich oolithisch, und ein Theil der Oolithkörner zeigt — meist stark verwittert — concentrische Lagen von Brauneisenstein. Es ist das also hier der Beginn, d. h. nicht der geologischen Zeit nach der Beginn, von Brauneisenoolithbildung, die weiterhin im Dogger eine so bedeutende Rolle spielt. Deutlich ist zu erkennen, dass die Oolithe hier erst mit vorschreitender Verwitterung, welche im ganzen Gestein eine lebhaftere Ausscheidung von Eisenhydroxyd und damit Gelbfärbung hervorrief, Brauneisenstein-führend wurden.

Interessant sind diese Kalke durch ihren Fossilinhalt. Von den allerdings meist ziemlich schlecht erhaltenen, oft zerbrochenen und schwer aus dem Gestein zu lösenden Versteinerungen konnten bis jetzt folgende bestimmt werden:

Phylloceras sp.

(Ein Fragment, wohl aus der Gruppe des *Phyll. heterophyllum*).

Lytoceras jurense) ZIET. sp.

(4 Stücke, darunter eines mit steiler, fast überhängender Nabelwand).

Lytoceras Germaini d'ORB. sp.

(A. d'ORBIGNY, Paléont. franç. Terr. jur. I. Ceph. p. 320, Taf. 101, Fig. 4, 5, non 1. 2. 6; ein Jugendexemplar.)

Lytoceras cornucopiae Y. a. B. var.

(Mehrere zum Theil recht grosse Exemplare mit breiteren Windungen, wie sie der Typus des *Lyt. cornucopiae* — cf. POMPECKJ, Beitr. z. e. Rev. d. Amm. d. Schwäb. Jura. II. p. 119 ff. — besitzt. Die Stücke ähneln dadurch in der äusseren Form mehr dem *Lyt. cornucopiae* d'ORB. (und DUMORTIER), während sie durch die grössere Zahl alter Mundränder sich mehr der typischen Form des *Lyt. cornucopiae* Y. a. B. sp. nähern, welche besonders häufig in den Posidonomyenschiefern Württembergs verbreitet ist).

Lytoceras sublineatum OPP. sp. typ.

(OPPEL, Palaeont. Mittheil. Taf. 43, Fig. 4, 5; POMPECKJ l. c. p. 124, Taf. X, Fig. 1 = *Amm. lineatus* ζ QUENSTEDT).

Lytoceras sublineatum OPP. var.

(OPPEL, l. c. Taf. 43, Fig. 6. Infolge der grösseren Höhe der Windungen und der gleichmässigeren Rundung der Flanken von *sublineatum* zu trennen, und in die Nähe von *Lyt. cornucopiae* d'ORB. sp. zu stellen; — ein Jugendexemplar).

Coeloceras mucronatum d'ORB. sp.

(Niedermündiger als die von d'ORBIGNY, Paléontol. franç. Terr. jur. I. Ceph. Taf. 104, Fig. 4—8 abgebildete Form; niedermündigere Stücke liegen mir aber auch aus dem oberen Lias von Milhau, Pimperdu sowie von Altdorf vor, analog wie sie E. DUMORTIER, Études pal. Bass. du Rhône IV. p. 97, Taf. XXVIII, Fig. 3 aufführt).

**Coeloceras crassum* PHILL. sp.

(Zahlreich, in mehreren Varietäten. — *Amm. crassus* QUENSTEDT, Ammon. d. Schwäb. Jura, Taf. 46, Fig. 20, 21, 23. — *Amm. Raquinianus* (d'ORB.) E. DUMORTIER l. c. IV, p. 95, Taf. XXVII, Fig. 8 und 9, und Stücke von der Form, wie sie TH. WRIGHT, Lias Ammon. Taf. 87, Fig. 7, 8 als *Stroph. Raquinianum* abbildet, die vorliegenden sind zum Theil noch feinrippiger).

tripartitus als Aequivalent der Jurensismergel an. Unter den heutigen Verhältnissen ist dort diese Bank nicht mehr zu beobachten, der Liasaufschluss endigt mit den Sandsteinen mit *Dactyl. commune*. Die am Nordende des Irlbacher Bruches dem Posidonomyenschiefer aufliegenden Mergel und rothen Thone (mittlerer Lias), sowie Quarzgerölle (Arietensandstein) sind Abraum.

*) Die mit einem * bezeichneten Arten gibt auch Herr v. AMMON l. c. p. 36 bereits an.

Coeloceras sp.

(Kleines Exemplar von 26 mm Durchmesser, Windungen etwa ebenso breit wie hoch, Externseite gewölbt. Das Stück ähnelt am meisten dem *Amm. cf. mucronatus* QUENSTEDT, Ammon. d. Schwäb. Jura p. 373, Taf. 46, Fig. 22, es ist dichter berippt, ein Teil der Rippen ist nicht gegabelt, die Knotung der Rippen ist undeutlicher. Auffallend ist es, dass schon bei der Grösse von 26 mm die Abschwächung der Skulptur am vorderen Ende der letzten Windung eingetreten ist.)

Hildoceras bifrons BRUG. sp.*Harpoceras exaratum* Y. a. B. sp.*Grammoceras* sp. cf. *d'Orbigny* BUCKMAN oder *Doerntense* BUCKM. (non DENCKMANN).

„ sp. cf. *dispansum* LYC. sp.

„ sp. cf. *Saemanni* DUMORT.

Haugia Dumortieri BUCKM.

„ ? *illustris* DENCKM. sp.

„ ? *Ogerieni* DUMORT. sp.*)

Hammatoceras insigne SCHÜBL. sp.

„ *insigne compressum* QUENST. sp.

Dumortiera Dumortieri THIOLL. sp. (= *Amm. radians quadratus* QUENST.).* *Belemnites tripartitus* SCHLOTH.* „ *irregularis* SCHLOTH.

Austernreste, an Ammonitenschalen geheftet.

Ichthyosaurus sp. (Bruchstücke von Rippen).

Landpflanzen (Holzreste).

v. AMMON nennt ausserdem noch:

Harpoceras radians REIN. sp.*Nucula jurensis* QUENST.*Inoceramus cinctus* GOLDF.

In stratigraphischer Beziehung weist diese Faunenvergesellschaftung auf mindestens zwei, an anderen Orten des süddeutschen und westeuropäischen Lias trennbare Horizonte hin:

Lytoceras sublineatum OPP. var.*Coeloceras mucronatum* d'ORB. sp.

„ *crassum* PHILL. sp.

Harpoceras exaratum Y. a. B. sp.

sind Arten, welche im schwäbischen Lias und auch in Franken auf die obere Grenze der Zone der *Posidonomya Bronni* gegen die Jurensis-Schichten — d. h. auf die durch *Coeloceras crassum* besonders ausgezeichnete Schicht — beschränkt sind. Die Subzone des *Coeloceras crassum* ist vielfach auch durch ihren petrographischen Habitus — kalkige und kalkigsandige Bänke — scharf von den Posidonomyen-Schichten im engeren Sinne, die ja in Schwaben und meistens auch in Franken hauptsächlich als Schiefer ausgebildet sind, verschieden.

Hildoceras bifrons BRUG. sp. kommt in den Posidonomyen-Schiefen (seltener), in der Crassus-Schicht und in der Jurensis-Zone vor.

*) Das von *Grammoceras* und *Haugia* vorliegende Material genügt noch nicht zu einer einwandfreien spezifischen Bestimmung. Die oben gegebenen Bestimmungen können nur als vorläufige gelten. Hoffentlich gelingt es in Zukunft reichlicheres und besseres Material zu erlangen, um diese interessante Fauna eingehender studieren zu können.

Lytoceras jurense ZIET. sp.

„ *sublineatum* OPP. typ.

„ *Germaini* d'ORB. sp.

Hammatoceras insigne SCHÜBL. sp.

„ *insigne compressum* QUENST.

sind Arten, welche der Jurensis-Zone im weiteren Sinne angehören. *Lytoceras jurense*, *Germaini*, die *Hammatoceras*-Arten sind ganz zweifellose Repräsentanten des Lias ζ QUENSTEDTS. *Lytoceras sublineatum* OPP. typ. kommt in Schwaben — und soweit ich diese Art aus Franken kenne — von den Variabilis-Schichten bis hinauf in die Aalensis-Schichten vor. Auch die oben genannten Harpoceraten (*Grammoceras*, *Haugia*) weisen durch ihre Aehnlichkeit (nicht volle Uebereinstimmung) mit norddeutschen und englischen Formen auf die Jurensis-Zone hin. Sichere Repräsentanten der Fauna der „Dörntener Schiefer“ vermochte ich bisher nicht zu erkennen, wenn auch einzelne Formen wie *Grammoc.* sp. cf. *Saemanni* DUM. sp., *Haugia? illustris* DENCKM. sp. solchen aus Dörntener Schiefen, welche DENCKMANN in den unteren Theil des oberen Lias stellt*), ähneln.

Ihrem Fossilinhalt nach entsprechen die grauen, harten, leicht oolithischen Kalke in der Tegernheimer Schlucht also der Crassus-Schicht des QUENSTEDT'schen Lias ε und der Jurensis-Zone mit Ausschluss der obersten Abtheilung dieser letzteren, der Aalensis-Schicht. Die Trennung in Crassus- und Jurensis-Zone scheint mir nicht möglich, wennwohl die für die Crassus-Schicht charakteristischen Formen in den unteren Bänken, die der Jurensis-Zone in den oberen Bänken vorzuwiegen scheinen. Bei der petrographisch gleichbleibenden Beschaffenheit des Gesteins durch den ganzen Schichtencomplex und unter Berücksichtigung des Umstandes, dass die Mehrzahl der Versteinerungen nur aus losen Blöcken gesammelt werden konnte, muss wenigstens vorläufig von einer Trennung der Fauna abgesehen werden.

Ls. Subzone des *Grammoceras Aalense* (v. AMMON l. c. p. 35, 36. Jurensismergel e. p.).

Die Kalke mit *Coeloceras crassum* und *Lytoceras jurense* sind überlagert von schwach geschiefertem, gelbbraunen, sandigen Mergeln (1,5 m) mit sehr zahlreichen Thoneisensteinknollen und Brauneisensteinausscheidungen. Herr v. AMMON gibt hieraus an:

Grammoceras Aalense ZIET. sp.

„ *Thouarcense* d'ORB. sp.

Belemnites Thouarcensis OPP.

„ *tripartitus* SCHLOTH.

„ *irregularis* SCHLOTH.

Ausser den beiden letzteren Belemniten habe ich in diesen Mergeln nichts gefunden.

Aus dem Keilberger Schacht (Summa-Schacht) nennt Herr v. AMMON über den Posidonomyen-Schiefen einen hellgrauen Mergelkalk mit *Grammoc. Aalense* und *Bel. irregularis*. Der Lage und dem petrographischen Charakter nach dürfte es sich dort eher um die Crassum-Jurense-Schichten als um die Aalense-Schicht handeln. Unter der Flagge des *Grammoc. Aalense* segelt übrigens sehr viel, was

*) A. DENCKMANN: Ueber die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten bei Goslar etc. Abhandl. z. geol. Specialk. v. Preussen. Bd. VIII. Heft 2. pag. 16.

bei näherer Prüfung keineswegs mit dem *Amm. Aalensis* ZIET. übereinstimmt; Correcturen in dieser Beziehung werden auch für stratigraphische Zwecke von Werth sein.

Dogger.

Unterer Dogger.

(cf. Profil Fig. 4, S. 212.)

D₁. Opalinus-Thon (v. AMMON l. c. p. 37.).

Den obersten Lias-Mergeln ist in der Tegernheimer Schlucht ein dunkler, in bergfeuchtem Zustande blau-grauschwarzer, fetter, kalkhaltiger Thon*) aufgelagert. Derselbe ist reich an sehr fein vertheiltem Schwefelkies und kleinen traubigen Concretionen von Schwefelkies; häufig werden Neubildungen schöner Gypskrystalle gefunden. Die unteren Lagen enthalten zahlreiche, sehr dünne Bänkchen härteren Mergels. Die oberste 20—30 cm dicke Lage des schätzungsweise 8 m mächtigen Thones ist schwach sandig, gelbbraun gefärbt, resp. entfärbt.

Trotz jahrelangen Suchens sind in diesem Thone nur ganz wenige Fossilreste gefunden worden, einzelne Belemnitenrostra und ein kleiner Ammonit:

Belemnites conoideus OPP.

(Die Stücke stimmen nahezu mit solchen von Wissgoldingen, Teufelsloch bei Boll und Zillhausen — Zone der *Trigonia navis* — überein. Wie bei diesen Exemplaren sind die Dorsolateralfurchen einander mehr genähert als das auf den Abbildungen bei BENECKE**) der Fall ist. Die Ventralfurchen aber ist etwas schwächer, hierdurch nähern sich unsere Stücke etwas mehr dem *Bel. rhenanus* OPP., bei dem die Ventralfurchen ganz fehlen soll. Aeussere Form und Querschnitt — die Flanken sind leicht abgeflacht — stimmen gut zu *Bel. conoideus*.)

Belemnites cf. *oxyconus* OPP.

(Zwei Rostra mit schlankerer Spitze unterscheiden sich bei gleicher Lage der Furchen von QUENSTEDT's *Bel. tripartitus oxyconus****) durch etwas grössere Dicke, geringere Länge und bedeutend schwächere Ventralfurchen. Die Stücke nähern sich dadurch wieder mehr den oben genannten Exemplaren des *Bel. conoideus*, von welchen sie aber durch die schlankere Spitze bei geringerer Länge des Rostrums getrennt werden können.)

Harpoceras opalinum costosum QUENST. sp.

(Ein Jugendexemplar.)

D₂. Eisensandstein (v. AMMON e. c. p. 37.).

Gelber, brauner bis rother, ziemlich feinkörniger, eisenreicher Sandstein, in regelmässigen, meist nicht sehr dicken Bänken abgelagert. Die unteren Lagen enthalten dünne, thonige Zwischenschichten. Auf mehreren Schichtflächen sind deutliche „Ripple-Marks“ zu beobachten. Mehrfach kommt auch Diagonalschichtung vor, so besonders schön in dem Steinbruch W. vom Tegernheimer Keller, wo öfters der Diagonalschichtung folgende Ablösungsflächen auftreten. Vielfach aufgeschlossen beim Tegernheimer Keller, Tegernheimer Schlucht, Dorf Keilberg, Grünthal, im oberen Bruch bei Irlbach. An letzterer Stelle enthalten einige Partien kalkiges Bindemittel, andere sind besonders reich an Roth-eisenstein, so dass sie intensiv roth gefärbt sind. Mächtigkeit ca. 25 m.

*) Seit ca. 10 Jahren wird der Thon für Cementfabrikation benutzt, und erst seit dieser Zeit datirt der günstige Aufschluss hier im obersten Lias und untersten Dogger.

**) W. BENECKE: Beitrag zur Kenntniss des Jura von Deutsch-Lothringen. Abh. z. geol. Spezialkarte v. Els.-Lothr. N.-F. I, p. 44, Taf. III, Fig. 7, Taf. IV, Fig. 1.

***) F. A. QUENSTEDT: Cephalopoden p. 419, Taf. 26, Fig. 19 und W. BENECKE: l. c. p. 47, Taf. IV, Fig. 4.

Fossilreste äusserst selten. v. AMMON gibt

Inoceramus polylocus RÖM.,

v. GÜMBEL:

Pecten (Variamussium SACCO) pumilus LAM. (= *personatus* ZITT.) an.

Die Zonen der *Somminia Sowerbyi* bis inclusive der *Parkinsonia Parkinsoni* sind am Keilberg nicht aufgeschlossen. Am Südhang des Berges fand ich einige Stücke rostbraunen, sandig-mergeligen Kalkes mit seidenglänzenden Kalkspathausscheidungen — bis jetzt ohne Fossilien*) —, welcher Kalk möglicher Weise eine dieser Zonen oder auch alle vertreten mag. Die Mächtigkeit dieser Zonen — falls sie überhaupt vorhanden sind, und das genannte Gestein nicht bereits den Varians-Schichten angehört, von welchen es allerdings durch den Mangel an Eisenoolithkörnern unterschieden ist —, könnte nur eine ganz geringe sein. In der Tegernheimer Schlucht wenigstens ist zwischen dem Eisensandstein und den Varians-Schichten kaum mehr wie die Distanz eines Meters für die eventuelle Einschaltung dieser Zonen disponibel. Geringe Mächtigkeit ist in ganz Franken den Sowerbyi- bis Parkinsoni-Schichten eigen.

Mittlerer Dogger.

D₃. Varians-Schichten (v. AMMON l. c. p. 39, 40).

Gelbe, sandige Thone mit unregelmässigen Knollen von gelbbraunem, hartem, sandigem Kalk; in letzterem kommen Brauneisenoolithkörnchen vor, jedoch wesentlich spärlicher als in den darüber liegenden Gesteinen des Callovien. Tegernheimer Schlucht. Mächtigkeit ca. 0,5 m.

Nach den Fossilien, welche v. AMMON hieraus nennt (*Oppelia aspidoides* OPP. sp., *Rhynchonella varians* SCHLOTH. sp. etc.), zweifelloses Bathonien.

Oberer Dogger.

D₄. Macrocephalen-Oolith (v. AMMON l. c. p. 41).

Gelbe bis bräunliche, feste, bankige Mergelkalké, reich an Brauneisenoolithkörnern, welche letztere deutlich abwechselnde Lagen von Kalk und Brauneisenstein erkennen lassen. Am besten in dem Bachriss der Tegernheimer Schlucht, nordwestlich von der Grube im Opalinus-Thon, aufgeschlossen; 0,5 m mächtig.

Die Fauna dieser Macrocephalen-Oolithe hat sich durch Funde der letzten Zeit als ziemlich reichhaltig erwiesen. Die Schalen, namentlich der Ammoniten, sind durch zarte Brauneisensteinharnische goldigglänzend geworden; sie erinnern in ihrem Aussehen an die Ützinger „Goldschnecken“. Mir liegen folgende Arten vor:

Macrocephalites macrocephalus**) SCHLOTH sp.

„ *compressus* QUENST. sp. (= *Canizzaroi* GEMM.)

„ *tumidus* REIN. sp.

*) GÜMBEL: Frankenjura, p. 322 gibt allerdings Fossilien an und zwar *Bellemnites giganteus* und *Parkinsonia Parkinsoni* aus „unteren Oolithkalken und stark sandigen Schichten.“ Diese Fossilien würden auf die Humphriesianus- und Parkinsoni-Schichten hinweisen. Die vorhandenen Aufschlüsse und Aufsammlungen lassen aber die Bestimmung dieser Zonen nicht mit Sicherheit zu; ich möchte darum, und weil hier ein Irrtum GÜMBELS, eine Verwechslung mit Funden von weiter nördlich liegenden Lokalitäten, nicht ausgeschlossen scheint, die Einschaltung der genannten Zonen in die Schichtenfolge des Keilberger Dogger nicht als sicher betrachten.

**) Die mit einem Stern bezeichneten Arten werden auch von Herrn v. AMMON aufgeführt.

Cadoceras sp.

(Kleines engnabliges Exemplar aus der Gruppe des *Cad. Tchefkini* d'ORB. sp. und *sublaeve* Sow. sp.)

*Sphaeroceras**) *microstoma* d'ORB. sp.

(Zwei Varietäten: a) die grosse grobrippige Form, wie sie QUENSTEDT, Ammoniten d. schwäb. Jura Taf. 78, Fig. 3, 4 abbildet; b) kleinere, feinrippigere Form mit abgeflachten Flanken und fast quadratischem Querschnitt der Wohnkammer. Die letztere Form scheint in Süddeutschland sonst seltener zu sein, während sie bei Balin und Filipowice häufiger vorkommt.)

Sphaeroceras bullatum d'ORB. sp.**)*Sphaeroceras* cf. *bullatum* d'ORB.

(Jugendform mit besonders grob gerippten weitnabligen Windungen.)

Sphaeroceras sp.

(Jugendform mit feinrippigen, sehr schnell in die Breite wachsenden Windungen; vielleicht verwandt mit *Sphaer. Bombur* OPP. sp.)

Perisphinctes funatus OPP. sp.

(Neben Stücken, die mit OPPEL's Originalen übereinstimmen, flachere Formen, welche etwas an *Per. leptus* GEMM. erinnern.)

Perisphinctes curvicosta NEUM. non OPPEL.

(= *P. curvicosta* NEUMAYR: Ceph. v. Balin Taf. XII, Fig. 2. Das l. c. zu dick gezeichnete Exemplar zeigt in seinem vorderen Theil eine krankhaft veränderte Skulptur. Die inneren Windungen bis etwa zur Hälfte der letzten stimmen mit einem Stücke von der Tegerheimer Schlucht überein. Die vorliegende Form gehört in die nächste Nähe von *Per. aurigerus* NEUM. = *Per. de Mariae* PAR. & BON. und kann mit *Per. curvicosta* OPP. nicht vereinigt werden. SIEMIRADZKI nennt NEUMAYR's *curvicosta* in die Nähe von *Per. Caroli* GEMM. gehörend.)

Perisphinctes curvicosta NEUM. non OPPEL.

(= *Per. curvicosta* NEUMAYR l. c. Taf. XII, Fig. 3. Die sehr grobrippige Form mit nahezu kreisrundem Windungsquerschnitt kann weder mit der vorher genannten Form, noch mit *Per. curvicosta* OPP. sp. zusammengezogen werden.)

Perisphinctes cf. *subtilis* NEUM.

(Bei gleicher Gestalt und Skulptur weichen die vorliegenden Stücke von dem Original NEUMAYR's durch das Fehlen von Einschnürungen ab.)

Perisphinctes sp. cf. *triplicatus parabolis* QUENST.*Perisphinctes* cf. *palina* NEUMAYR.

(l. c. Taf. XIII, Fig. 2 = *pseudopatina* PAR. u. BON.; bei gleichem Lobenbau wenig dicker, involuter und gröber skulptirt als NEUMAYR's Original.)

Strigoceras**) n. sp.

(= *Amm. polygonius* v. AMMON; ? = *Amm. pustulatus giganteus* QUENSTEDT. — *Amm. d. schwäb. Jura* Taf. 86, Fig. 6. Ein erst jüngst gefundenes Jugend-

*) Die zu *Sphaeroceras microstoma*, *bullatum*, *Bombur* etc. gehörenden Formen zeigen auf den Jugendwindungen, wie ich mit Hilfe der Keilberger Exemplare jetzt nachweisen kann, deutliche Parabellinien. Sie werden dadurch in die nächste Verwandtschaft zu *Sphaeroceras subcontractum* MORR. and LYC. gestellt und repräsentiren mit dieser Art eine besondere Gruppe. Durch die Parabellinien unterscheiden sich diese Formen ebenso von den Typen der Bayle'schen Gattung *Sphaeroceras* (*Sphaer. Brongniarti*, *Gervillei*, *contractum*) wie von der Gattung *Macrocephalites*. Es wird in Folge dessen wohl nothwendig oder wenigstens praktisch werden, der Gruppe des *Sphaer. microstoma*, *bullatum* etc. einen besonderen Gattungsnamen zu geben.

***) Unter *Sphaeroc. bullatum* scheinen mindestens zwei, nach den inneren Windungen verschiedene Formen zusammengefasst werden zu sein.

****) Der von PARONA und BONARELLI (Nuovi generi di Ammoniti Giuresi. Rendic. R. Ist. Lomb. d. Sc. e. Lett. Bd. 28, 1895 Sep.-Abd. p. 1) für die Gruppe des *Amm. pustulatus* REIN. vorgeschlagene Name *Lophoceras* war bereits vorher von HYATT für eine Nautiloideen-Gruppe an-

exemplar zeigt, dass die vorliegende Form nicht mit *Amm. polygonius* ZIET. zu vereinigen ist, sondern dass sie mit *Amm. pustulatus* REIN. verwandt ist. Sie ist wahrscheinlich identisch mit der citirten Form QUENSTEDT's, welche aber keineswegs mit d'ORBIGNY's *Amm. cristagalli* vereinigt werden darf, wie es PARONA und BONARELLI*) thun.)

Hecticoceras perlatum QUENST. sp.

(= *Amm. hecticus perlatus* QUENSTEDT: Jura p. 483, Taf. 64, Fig. 25; *Amm. d. Schwab. Jura* p. 700, Taf. 82, Fig. 2 non 1.**)

Hecticoceras n. sp.

(cf. *inflexum* GROSSOUVRE: Etudes s. l'Et. Bathonien. Bull. Soc. géol. d. France. 3. Vol. XVI, 1888 p. 372, Taf. III, Fig. 2, 5.)

Hecticoceras tenuistriatum GROSSOUVRE.

(l. c. p. 374, Taf. IV, Fig. 7. = *Amm. hecticus* QUENSTEDT: Jura p. 483, Taf. 64, Fig. 26.)

Oppelia sp. cf. *Opp. conjungens* (K. MAY) W. WAAGEN var.

(WAAGEN: Formenf. d. *Amm. subradiatus* p. 232, Taf. 20, Fig. 5. Zwei kleine gekammerte Stücke stehen dieser von WAAGEN als extreme Varietät bezeichneten Form nahe, ohne direkt mit ihr übereinzustimmen.)

Nautilus cf. *calloviensis* OPP.

**Belemnites subhastatus* ZIET.

Pleurotomaria ornata QUENST.

„ *Cypraea* d'ORB.

„ aff. *Agathis* d'ORB.

* „ *subreticulata* d'ORB.

Natica calypso d'ORB.

Alaria sp. cf. *striocostula* QUENST. sp.

Pholodomya ovulum AG.

„ *Murchisoni* SOW. (= *Württembergica* OPP.)

Cyprina sp.

**Rhynchonella Steinbeisi* QUENST. sp.

Terebratula sp.

v. AMMON nennt ferner:

Pleurotomaria Palemon d'ORB.

Rhynchonella Kurri OPP.

Die Fauna, wie sie hier vorliegt, kann nur als eine Fauna des unteren Calloviens, der Macrocephalen-Zone, bezeichnet werden. Herr v. AMMON glaubte annehmen zu müssen, dass ein Theil der Ornatenthon-Fauna „mit den Oolithen verschwommen“ sei, und dass bereits hier am Keilberg eine Vermengung der gesammten Calloviens-Faunen Platz gegriffen habe, wie sie weiterhin im Südosten Bayerns zu beobachten ist (l. c. p. 41, 42). Als Stütze hiefür nahm Herr v. AMMON das Vorkommen von *Amm. polygonius* zusammen mit *Macroceph. macrocephalus*

gewendet worden. Neuestens führt HYATT den Namen *Phlycticeras* für die Gruppe der Pustulaten ein (ZITTEL's „Textbook of Palaeontology“ p. 569). Da die Pustulaten an die Gruppe des *Amm. Truellei*, für welche QUENSTEDT (*Amm. d. Schwab. Jura* p. 566) den Namen *Strigocras* vorschlug, anzuschliessen sind, ist es unnöthig, einen neuen Namen einzuführen.

*) PARONA et BONARELLI: Faune du Callov. infér. de Savoie. p. 92.

**) Die von QUENSTEDT im „Jura“ gegebene Abbildung zieht BONARELLI (*Hecticoceras* p. 83) irrthümlicher Weise mit *Amm. hecticus* d'ORB. zusammen, während die oben citirte Figur aus den „Ammoniten“ von PARONA und BONARELLI (l. c. p. 102) mit *Hectic. pleurospanium* vereinigt wird, welcher Art nach der Abbildung aber die Medianfurchen der Flanken fehlt, die bei der schwäbisch-fränkischen Form deutlich vorhanden ist.

an. Im Jahre 1875 waren *Strigoceraten* aus den *Macrocephalen-Schichten* Süddeutschlands noch nicht bekannt; ihre Bewerthung als Typen der *Ornatenthone* war damals also richtig. v. AMMON's *Amm. polygonius* stimmt nun wahrscheinlich überein mit dem von QUENSTEDT erst später beschriebenen *Amm. pustulatus giganteus*, welcher in den *Macrocephalen-Schichten* von Brunnenenthal bei Laufen (Württemberg) gefunden wurde. *Amm. polygonius* v. AMMON kann daher nicht weiter für einen Repräsentanten des jüngeren *Calloviens* gelten.*) Das Vorkommen von *Perisphinctes curvicosta* OPP. sp. wäre eher im Sinne v. AMMON's auszulegen; unter dem mir zu Gebote stehenden Material vermochte ich diese Art selbst jedoch nicht zu erkennen, sondern nur Formen, welche NEUMAYR mit Unrecht zu der OPPEL'schen Art zählte. Diese in die Verwandtschaft des *Per. aurigerus* OPP. gehörenden Arten lassen den Schluss auf das Vorhandensein von Repräsentanten einer jüngeren Fauna nicht zu. F. SCHALCH**) erwähnt *Hecticoceras perlatum* QUENST. von Gutmadingen aus den *Ornatenthonen*. Eine der beiden von QUENSTEDT so bezeichneten Formen kommt in den *Macrocephalen-Schichten* des Keilbergs vor, und dieses Vorkommen könnte für eine Vertretung auch der *Ornatens-Fauna* in Anspruch genommen werden. An gleicher Stelle führt SCHALCH den *Amm. hecticus* QUENST. (Jura Taf. 64 Fig. 25, 26) aus den *Ornatenthonen* von Gutmadingen auf; die eine der beiden Formen, Fig. 26, ist identisch mit *Hecticoceras inflexum* GROSS sp. aus dem *Bathonien* Frankreichs. Andererseits gibt SCHALCH (l. c. p. 757) aus den *Macrocephalen-Schichten* von Gutmadingen und der Gegend von Bechtersbohl *Reineckia anceps*, *Fraasi* und *Peltoceras athleta* an, also Typen der *Ornatenthon-Fauna*. Im *Dogger* des *Donau-Rhein*zuges enthalten sowohl die *Macrocephalen-* als die *Ornatens-Schichten Eisenoolithe*, so dass bei Stücken, welche nicht aus dem Anstehenden gesammelt sind, Irrthümer bezüglich ihres Herkommens aus einem älteren oder jüngeren *Oolith* wohl nicht ganz ausgeschlossen sein dürften. Es wäre voreilig, Angaben aus der Gegend von Gutmadingen, wo sehr viel von Halden aufgelesen wird, zu Schlüssen über die Vertretung der *Ornatens-Fauna* im *Macrocephalen-Oolith* des Keilbergs verwenden zu wollen.

Beachtenswerth scheint es mir, dass in der *Fauna* der *Macrocephalen-Oolithe* eher ältere Typen vertreten sind als jüngere: *Hecticoceras tenuistriatum* GROSS. sp. und *Hect.* n. sp. cf. *inflexum* GROSS. sp. sind Formen, welche mit solchen des französischen *Bathonien* übereinstimmen, resp. ihnen sehr ähnlich sind. Wenn ich um dieser Formen willen auch keineswegs etwa die *Macrocephalen-Oolithe* des Keilbergs stratigraphisch noch in's *Bathonien* greifen lassen will, so möchte ich das Vorkommen dieser Formen doch nicht unerwähnt lassen, da sie einmal die *thiergeographischen Beziehungen* zum französischen *Jura*, auf der anderen Seite zu dem der Gegend von Krakau***) vermehren helfen.

Die *Zonen* der *Reineckia anceps* und des *Peltoceras athleta* fehlen am Keilberg. Die unmittelbare Ueberlagerung der *Macrocephalen-Oolithe* durch den

*) Ausser am Keilberg und bei Laufen kommt die Gruppe des *Strigoc. pustulatum* noch bei Gutmadingen in den *Macrocephalen-Schichten* Süddeutschlands vor (nach Stücken der Münchner Sammlung).

**) F. SCHALCH: Der braune Jura (*Dogger*) des *Donau-Rhein*zuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. II. Th. Mitth. d. Bad. geol. Landesanstalt. Bd. III. 1898 p. 769.

***) Bei Balin kommen Formen vor, welche dem *Hecticoceras inflexum* GROSS. sp. resp. unserer n. sp. (cf. *inflexum*) sehr nahe stehen. Das Münchener Material von Balin zeigt übrigens, dass NEUMAYR's Monographie der *Cephalopoden* von Balin keineswegs erschöpfend ist.

unteren Malm, wie sie im oberen Theile der Tegernheimer Schlucht aufgeschlossen ist, zeigt deutlich, dass während der Zeit des mittleren und oberen Calloviens am Keilberg entweder keine Sedimente abgelagert worden sind, oder aber, dass sie beim Niederschlag der ersten Malm-sedimente bereits wieder spurlos verschwunden waren. Für v. GÜMBEL'S Angabe (Frankenjura p. 331), dass am Keilberg auch Spuren der Ornatenthone vorkommen, habe ich keine Bestätigung gefunden.

Malm.

Gegenüber der Schichtenfolge im Lias und Dogger zeichnet diejenige des Malm am Keilberg sich durch Lückenlosigkeit sowohl wie durch viel weniger wechselnden Gesteinscharakter aus. Bezüglich der stratigraphischen Gliederung des Malm haben die Neuuntersuchungen am Keilberg kein die Beobachtungen des Herrn v. AMMON nennenswert erweiterndes Resultat geliefert.

Obwohl die Gesteine des Malm weitaus den grössten Antheil am Aufbau des Keilbergs haben, so sind doch für das Studium der Malmablagerungen wirklich instructive Aufschlüsse relativ spärlich vorhanden; Culturanlagen und Wald bedecken fast das ganze Malmareal. Das beste Profil durch den oberen Jura bietet der Südrand des Keilbergs, von der Tegernheimer Schlucht bis „Walhallastrasse“, zu dessen Vervollständigung einzelne Aufschlüsse SW. von Irlbach, bei dem Jäger- und Thanhof und bei Brandlberg beitragen.

Unterer Malm.

M₁. Zone des *Aspidoceras biarmatum* (v. AMMON l. c. p. 43, 44, Glaukoolith).

Ueber dem Macrocephalen-Oolith liegt in der Tegernheimer Schlucht:

Graubrauner, mergliger, stellenweise ganz schwach sandiger Kalk, mit wenigen schwärzlichen Glaukonitkörnchen, ohne Eisenoolith und mit wenig Brauneisenausscheidungen, 0,25 m, darüber: graubrauner, mergliger Kalk mit reichlicheren Brauneisensteinausscheidungen, 0,25 m.

Aus der unteren Lage liegen mir vor:

Cardioceras cordatum Sow. sp.

(Kleines Exemplar, am besten übereinstimmend mit dem von Lahusen: Rjasan. Taf. V Fig. 4 von Swistowo abgebildeten Stücke.)

Perisphinctes plicatilis (Sow.) d'ORB. sp.

„ sp. cf. *Wartae* BUK.

Rhynchonella cf. *Arolica* OPP.

(Etwas breiter und kürzer, mit zahlreicheren Rippen als die typische Form.)

Perisphinctes chloroolithicus GÜMB., welche Art Herr v. AMMON erwähnt, liegt mir nicht vor; die vorliegenden *Perisphinctes* sind dichter berippt wie *Per. chloroolithicus*. Auch die übrigen von Herrn v. AMMON genannten Arten (*Oppelia oculata*, *semiplana*, *Pholadomya semiplana*) gelang es mir bis jetzt nicht, wieder zu finden.

Nach dem Vorkommen von *Cardioceras cordatum* und *Perisphinctes plicatilis*, zögere ich nicht, zum mindesten die untere der beiden Kalkbänke der Zone des *Aspidoceras biarmatum* (= Renggeri-Zone, Lamberti-Knollenschicht etc.) zuzurechnen. Wenn auch die obere Bank hierher gezählt wird, aus der ich keine Fossilien kenne, die sich aber nach v. AMMON der unteren palaeontologisch enge anschliessen soll, so geschieht das darum, weil erst in den höher folgenden Horizonten eine Fauna selbständig jüngeren Charakters ausgeprägt ist.

M₂ und M₃. Zone des *Peltoceras transversarium* und der *Waldheimia impressa*.

(v. AMMON l. c. p. 45. Planulatenthon und Mergelschiefer.)

Da zur Zeit keine auch nur einigermaßen brauchbaren Aufschlüsse dieser Schichten vorhanden sind, muss ganz auf Herrn v. AMMONS Darstellung derselben verwiesen werden.

Grünlich- bis gelbgrauer, oolithischer Mergelthon, gegen oben (und unten) in geschichtete, ruppige, gelbgraue Kalke übergehend, mit Fossilien der ¹Transversarius-Zone (*Perisphinctes chloroolithicus*, *Martelli*, *plicatilis* Sow. (?), *Aspidoceras Oegir*, *Oppelia callicera* etc.)

Dünne, thonige Schichten mit „Fucoideenresten“. Grünlichgraue, dünngeschichtete Mergelkalke mit Fossilien der Impressa-Schichten (nach v. AMMON: *Ochetoceras hispidum*, *Plicatula impressae*, *Pholadomya acuminata*, *Asterias impressae* etc.).

M₄. Zone des *Peltoceras bimammatum*, Werkkalk GÜMBEL. (v. AMMON l. c. p. 47 Graukalk).

Die regelmässig gebankten, dichten, undeutlich oolithischen grauen Kalke mit *Ochetoceras Marantianum* d'ORB. sp. sind jetzt besonders schön in zwei Brüchen am Nordrande des Keilbergs, SW. von Irlbach, aufgeschlossen; ihre nur schätzungsweise anzugebende Mächtigkeit mag ca. 12 m betragen.

Mittlerer Malm.**M₅. Zone der *Oppelia tenuilobata* (v. AMMON l. c. p. 48—50).**

Lichte, graulich- bis gelblichweisse, dichte, zum Theil schwach oolithische Kalke; verwitternd in unregelmässig beilförmige Scherben zerfallend, mit *Oppelia tenuilobata* OPP., *Perisphinctes polyplocus* REIN. sp., *Lothari* OPP. sp., *Pseudomonotis similis* GOLDF. sp. etc.). Wie Herr v. AMMON hinwies, ist durch diese Fossilien im Wesentlichen nur die obere Abtheilung der Tenuilobaten-Zone repräsentirt.

M₆. Zone des *Aulacostephanus pseudomutabilis* (v. AMMON l. c. p. 50—53. Hornsteinkalk).

Gelblichweisse, ungleichmässig bankige, dichte bis feinkörnige Kalke mit meist hellen, seltener braunen Feuersteinknollen mit zahlreichen, aber undeutlichen Schwammresten; 40 m.

Ausgewaschen liegen auf der Höhe des Keilbergs vielfach Hornsteinknollen umher, theils graue und braune, dichte Knollen, die zweifelsohne den „Hornsteinkalken“ entstammen, theils löcherige, unregelmässige abgerollte Knollen, welche Steinkerne und Hohldrucke von Fossilien enthalten. v. AMMON (l. c. p. 11) sprach den letzteren auf Grund von „*Exogyra columba*, *Ostrea diluviana*, *Terebratella* cf. *striatula*“ jede Beziehung zum Jura ab, und wies darauf hin, bei Sallern solche Hornsteine in einem Sandstein als erste Bank des (cenomanen) Grünsandes gesehen zu haben. Es mag sein, dass ein Theil der Hornsteinknollen nichts mit dem Jura zu thun hat, andere entstammen aber doch sicher jurassischen Ablagerungen. v. GÜMBELS *Schlotheimia angulata* von Irlbach ist in einem jurassischen Hornsteinknollen enthalten, das Stück ähnelt sehr einer *Oppelia Strombecki* Opp., deutet also auf Kimeridge und vermuthlich auf die Lage der „Hornsteinkalke“. In anderen Stücken sah ich Reste von *Terebratula*, *Terebratulina*, *Alectryonia* (? *hastellata*). Neuerdings hat auch Herr v. AMMON*) aus dem Hornsteinknollen

*) In v. GÜMBEL: Frankenjura p. 338 Anm.

eine ganze Reihe von jurassischen Fossilien bestimmt; diese würden eher auf das Niveau des Plumpen Felsenkalkes als auf das der Hornsteinkalke weisen. An der Basis des Grünsandes beobachtete ich auch am „Schutzfelsen“ gegenüber von Sinzing a. d. Donau eine Lage von Hornsteinknollen, die dort aber sicher auf secundärer Lagerstätte ruhen. Hornsteinknollen kommen in fast allen Schichten des fränkischen Malm vor, von den Werkkalken an bis in die Plattenkalke, die namentlich bei Kapfelberg eine ganze Menge solcher Knollen enthalten.

Lose liegend begegnet man ferner vereinzelt auch plattigen, feinkörnigen Hornsteinausscheidungen, die vielleicht auch den Hornsteinkalken entstammen.

Oberer Malm.*)

M₇. Zone der *Exogyra virgula* und *Harpagodes Oceani*, des *Perisphinctes Ulmensis* und der *Oppelia lithographica*.

(v. AMMON l. c. p. 53—55, Frankendolomit, Plumper Felsenkalk, Plattenkalk.)

Das jüngste Glied des süddeutschen Jura ist am Keilberg in verschiedenen Gesteinsformen ausgebildet, allerdings nicht in so verschiedenartigen Formen wie z. B. schon in dem benachbarten Gebiete von Kelheim, oder wie in Schwaben.

An der Basis der hierher zu rechnenden Gesteine, über den Hornsteinkalken, tritt am Südhang des Berges am sogenannten „Grossen Felsen“ (nördlich von Schwabelweis) eine 7 m mächtige Bank von gelbgrauem, mürbem, leicht verwitterndem Dolomit auf. Es ist dieses das einzige Vorkommen von Dolomit, welches am Keilberg beobachtet worden ist. Seinem Vorkommen nach, über den Hornsteinkalken, fällt dieser Dolomit unter den Begriff des Frankendolomites v. GÜMBEL. GÜMBEL hat die Dolomite des Fränkischen Malm im Allgemeinen als Aequivalente des Plumpen Felsenkalkes aufgefasst,**) seinen Anschauungen über Lage und Bildungsweise nach als eine dolomitische Facies des Plumpen Felsenkalkes. Herr v. AMMON***) wies darauf hin, dass die Dolomite im Malm Frankens keineswegs auf das Niveau der Plumpen Felsenkalke beschränkt sind, und ich möchte mich, bezüglich ihrer Entstehung, theilweise an die alte Auffassung von PFAFF anschliessend, für nachträgliche Dolomitirung der Malmkalke Frankens entscheiden.

Dem Dolomit hier aufliegend folgt das weitaus mächtigste Glied nicht nur des Malm, sondern des gesammten Keilberger Jura, der Plumpe Felsenkalk, welcher auch den Hauptantheil an der Oberflächengestaltung des Keilbergs, wenigstens im südlichen Theil, bis zu dem Wege Grünthal-Wutzelhofen nimmt; weiter nördlich, zwischen Grünthal und Jägerberg-Thanhof ist der Plumpe Felsenkalk bis auf eine schmale Zone denudirt, welche den Nordabhang des Berges nicht mehr erreicht. Am Südhang des Berges, von „Walhalla-Strasse“ bis nördlich von Schwabelweis, bietet gerade der Plumpe Felsenkalk durch seine grotesken Verwitterungsformen das charakteristische Bild der Juralandschaft, und ähnliche Bilder, wenn auch in kleinerem Maassstabe, erfreuen uns, wenn wir das von Grünthal gegen Brandlberg ziehende Trockenthal (einen einstigen Wasserlauf) sammt seinen Seitenthälchen durchwandern. Massige, dichte, weisse bis gelbliche Kalke mit splitterigem bis muschligem Bruch herrschen vor; zahllose Brüche und Drucksuturen durchziehen das Gestein und geben ihm stellenweise ein grob-

*) d. h. Oberer Malm im Sinne v. GÜMBEL's und v. AMMON's, ohne damit etwa eine Parallele mit dem Portland und Tithon andeuten zu wollen.

***) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 104 ff.

***) v. AMMON: Kleiner geologischer Führer durch einige Theile der Fränkischen Alb. 1899. p. 59.

breccienartiges Aussehen. Selten sind körnige Massen, welche besonders im südwestlichsten Theile des Berges aufgeschlossen, und öfters dunkler bis bräunlich-roth gefärbt sind. Schichtung fehlt fast ganz; nur in den oberen Partien tritt unregelmässige, grobe Bankung auf. Hin und wieder sind Hornsteinausscheidungen zu bemerken. Fossilien sind selten (v. AMMON l. c. p. 55), neben Lamellibranchiaten und Brachiopoden vereinzelte undeutliche Schwämme. Von Werth war es mir, den ersten Ammonitenrest zu finden, ein unverdrücktes Bruchstück von *Perisphinctes Ulmensis* OPP. sp. oder einer dieser Art zum mindesten sehr nahe stehenden Form.

Zahlreich kommen im Plumpen Felsenkalk grössere Klüfte und Höhlungen vor, welche secundäre Füllmassen enthalten. Theils haben wir verticale oder nahezu verticale grosse Verwitterungs- oder Auswaschungslöcher von 20 und mehr Meter Tiefe bei 5—20 m Breite vor uns; seltener schief gehende Klüfte, deren Ausfüllungsmasse hier als „Schutzfelsschichten“ [GÜMBEL]* bezeichnet werden. Es ist wohl nicht alles Material der Kluftausfüllungen, die besonders schön im SW. des Berges (in den Brüchen der Kalkwerke von Funk und Micheler) zu beobachten sind, gleichmässig zu bewerthen. Zumeist enthalten die Höhlungen graue bis bräunliche, lockere Sandsteine, deren Hauptmaterial grauliche bis nussgrosse Quarzkörner bilden. Sowohl in den genannten Steinbrüchen, als auch auf der Höhe des Keilbergs beim Zachkeller sind diese Sandsteine mehrfach aufgeschlossen. Eine schief streichende schmale Kluft, östlich von den grossen Funk'schen Brüchen am Südhang des Berges, ist mit grünlichem und bräunlichem Thon, über dem eine dünne Schicht lockeren, groben Sandsteines liegt, erfüllt. Zwei andere, besonders mächtige vertikale Klüfte, oder besser Höhlungen, sind mit zertrümmerten Jurakalken erfüllt. GÜMBEL schrieb den Schutzfelsschichten (l. c.) untercenomanes Alter zu — auf Grund von Pflanzenresten, welche heute anscheinend nicht mehr vorhanden sind. Wenn eine solche Altersstellung für die Schutzfelsschichten am „Schutzfels“** selbst (bei Schwalbennest a. d. Donau, gegenüber von Sinzing) und bei Lappersdorf (nördlich von Regensburg) durch die dort zu beobachtende Ueberlagerung dieser Ausfüllungsmassen durch cenomanen Grünsandstein auch möglich erscheint, so darf man doch kaum allen solchen Ausfüllungsmassen im weissen Jura das gleiche Alter zuschreiben. Am Keilberg speziell kann die Ueberlagerung durch Grünsandstein nicht nachgewiesen werden. Hier können die Ausfüllungen sehr verschiedenen Alters sein. Die Sandsteine, zu deren Bildung vielleicht das Rothliegende oder auch die „Arietensandsteine“ des Lias das Material lieferten, könnten hier miocän sein, oder wenigstens überhaupt dem Tertiär angehören. Sicher nicht cenomanen Alters und altersverschieden von den Sandsteinen sind die mit Schutt und Blöcken von Malmkalken erfüllten Höhlungen. Das Füllmaterial der einen dieser letzteren zeigt deutliche Schichtung. Ich möchte für die Ablagerung dieser „Schutzfelsschichten“ die Donau und für die Zeit ihrer Entstehung das Quartär in Anspruch nehmen.

Von Plattenkalken, welche GÜMBEL und v. AMMON auf der südwestlichen Höhe des Keilbergs angeben, vermochte ich keine Spuren zu finden. Die betreffenden Stellen sind jetzt nicht mehr aufgeschlossen.

*) GÜMBEL: Ostbayer. Grenzgebirge p. 727. Frankenjura 142, 337.

**) „Schutzfels“ darum genannt, weil ein Botaniker HORFF bei einem Gewitter unter der dort überhängenden Platte vom Grünsandstein Schutz fand.

(Nur in geringer Ausdehnung und in sehr ungünstigen Aufschlüssen sind auf den südwestlichen Höhen des Keilbergs Reste der Decke von Grünsandstein erhalten, welche das transgredirende Cenomanmeer über die Gesteine des Jura breitete. Leider sind die Aufschlüsse hier wie im ganzen Gebiete bezüglich der Grenzlagen zwischen Malm und Cenoman nicht so günstig, dass sie ordentliche Gelegenheit zu Studien über Transgressionserscheinungen bieten, bei weitem nicht so günstig wie in der Gegend von Sinzing, Kapfelberg und Kelheim.)

Auf engem Raum bietet uns der Keilberg eines der reichhaltigsten zusammenhängenden Juraprofile, die wir aus dem fränkischen Jura kennen, zugleich eines der allerinstruktivsten, und letzteres nicht zum wenigsten durch die Lücken innerhalb der Schichtenfolge.

Die flachen Höhen westlich vom Keilberg zwischen diesem und dem Regenthal:

der Reinhausener Berg,
 der Sallerner Berg,
 die Höhe bei Wutzelhofen und
 der Zeitlerner Berg

werden zum grössten Theil von cretacischen Gesteinen gebildet, denen noch zum Theil miocäne Sande aufliegen, welche beim Harthof besonders schöne Kreuzschichtung zeigen. Nur die Sockel dieser Höhen sind aus Juragesteinen aufgebaut: hauptsächlich aus Plumpem Felsenkalk, welchem auf der Höhe bei Wutzelhofen noch Plattenkalke aufliegen, die schwach, ca. 5°, gegen SSW. geneigt sind.

Im Plumpen Felsenkalk beobachtet man bei dem Dorfe Sallern mehrfach Kluftausfüllungen mit „Schutzfels-Sandstein“. Ebendort ist ein interessantes Vorkommen von Dolomit im Plumpen Felsenkalk angeschnitten: Eine horizontale Kluft ist oben und unten von Dolomit umgeben, welcher weiter nach oben und unten ganz allmählich ohne deutliche Grenze in gewöhnlichen Plumpen Felsenkalk übergeht.

Eine Lage der Plattenkalke bei Wutzelhofen zeigt feine, unregelmässig verlaufende, oberflächliche Rinnen, deren Ränder etwas erhöht sind. Diese Rinnen haben mit den das Gestein vielfach durchsetzenden Spalten und Rissen nichts zu thun, sie durchsetzen die Kalkplatte nicht. Durch die erhöhten Ränder erinnern die Rinnen lebhaft an Trockenrisse, obwohl der Verlauf der Rinnen nicht das gewöhnliche, nahezu regelmässig polygonale Maschenwerk zeigt, das wir an Trockenrissen von Thon- und Lehmflächen z. B. kennen.

Die Jurapunkte beim Schnaiterhof, Abbachhof und Postholz.

An die Jurascholle des Keilbergs reihen sich gegen NNW. zunächst drei unbedeutendere Vorkommnisse jurassischer Gesteine an.

Südwestlich vom **Schnaiterhof**,*) bei dem Höhenpunkt 380 der topographischen Karte, sind auf einer niedrigen flachen Bodenschwelle Malmkalke in kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen: Dicht gepackte unregelmässige Brocken eines feinkörnigen, gelblichen bis weissen Kalkes liegen wie eine grobe Breccie da. Bemerkenswerth

*) v. AMMON l. c. p. 21 gibt „Hölzelhof“ als Lokalitätsbezeichnung an; die Aufschlüsse liegen bedeutend näher am Schnaiterhof.

ist das Vorkommen mehrerer mit locker gebundenem „Schutzfels-Sandstein“ erfüllten Schlotten in diesem Kalk. Versteinerungen waren bislang nicht zu finden, das Alter ist daher nicht sicher festzustellen. Oestlich von Jägerberg sind am Keilberg Hornsteinkalke aufgeschlossen, welche, bei dünner Bankung in unregelmässige Brocken zerfallend, ganz ähnlich aussehen, wie die Kalke beim Schnaiterhof. Auch nahe bei Gonnersdorf stehen am NW.-Ende des Keilbergs ähnliche feinkörnige, brecciöse Hornsteinkalke an. Da beim Schnaiterhof die Hornsteinknollen fehlen, ist die Identificirung mit den Hornsteinkalken aus dem Kimeridge des Keilbergs nicht sicher. Einzelne Partien der Plumpen Felsenkalke sind — namentlich in ihren jüngeren Lagen — auch deutlich körnig; es wäre daher wohl auch möglich, die Kalke beim Schnaiterhof dem Plumpen Felsenkalk gleichzusetzen.

Da andere Jurahorizonte hier nicht erschlossen sind, lässt sich über die Art der Lagerungsverhältnisse nichts bestimmtes sagen.

Nordnordwestlich vom **Abbachhof***) sind in dem jetzt aufgelassenen Steinbruch im Walde Malmkalke entblösst: Ueber gelblichen, harten, dichten, splittrig-muschelig brechenden Kalken liegen hellere, merglige Kalke mit nicht gerade häufig eingestreuten grauen Hornsteinknollen. Die Kalke sind massig, ohne irgend welche deutliche Bankung, sehr zerquetscht und zerdrückt. Ausser unbestimmbaren Belemnitenfragmenten fand ich hier nichts. Herr v. AMMON vermochte 1875 hier überkippte Lagerung zu constatiren. Vielleicht sind die hornsteinführenden oberen Kalke Aequivalente der Hornsteinkalke des Keilbergs, die darunter liegenden Kalke ohne Hornstein solche des Plumpen Felsenkalkes?

Einen Kilometer weiter gegen NNW. liegt im **Postholz** — an dem von Neu-hof im Regenthal gegen NO. führenden Wege im Walde — eine weitere isolirte Jurascholle. Ein flacher N-S. streichender bewaldeter Rücken von mindestens 0,5 km Länge, gegen Westen steiler geböschet, wird von lichten, gelblichen, sehr feinkörnigen, schwach mergligen Malmkalken zusammengesetzt, welche nur in ganz kleinen Entblössungen zu Tage treten. Nördlich von dem genannten Wege sind in einem kleinen verlassenen Bruch Brocken bräunlicher, körniger Kalke, wie sie in den jüngeren Partien des Keilberger Plumpen Felsenkalkes vorkommen, in breccienartiger Packung aufgeschlossen. Westlich von diesen Kalken sind Spuren von cenomanem Grünsandstein zu beobachten. v. AMMON constatirte dort auch Dolomit. Bezüglich des Alters der Kalke würde ich mich nach dem petrographischen Habitus am ehesten für Plumpen Felsenkalk entscheiden. Ueber die Lagerungsverhältnisse lässt sich hier kein irgendwie sicheres Urtheil abgeben.

Der Jura am Galgenberg bei Regenstauf.

Etwa 1 km südsüdöstlich von Regenstauf senden die Granitmassen des Bayerischen Waldes einen in vier niederen Terrassen abbrechenden stumpfen Sporn gegen das flache Regenthal hin, den Regenstauer Galgenberg. Das Westende, zugleich die niedrigste, äusserste Terrasse dieses Spornes — nur etwa 40 m über die Sohle des Regenthales aufragend -- wird von einer kleinen Scholle jurassischer Gesteine gebildet, welche kaum 150 m lang und 45—50 m breit hier

*) cf. v. AMMON l. c. p. 21. Die topographische Karte zeigt die Schreibweise Abbachhof, während Herr v. AMMON nach dem vom k. statistischen Bureau veröffentlichten Ortschaftenverzeichnis Abbachhof schreibt.

in schmaler Zone das Urgebirg umsäumt. In mehreren kleinen, jetzt meist aufgelassenen Steinbrüchen sind die sonst grösstentheils durch eine mächtige, hauptsächlich aus Malmkalkbrocken bestehende Schuttlage verdeckten Juraschichten aufgeschlossen. Herr v. AMMON*) gab bereits 1875 ein kurzes Profil durch die hier anstehenden Juralagen, welches GÜMBEL**) wiederholt hat.

Wie am Keilberg, so sind auch hier Malmkalke die weitaus an Masse überwiegenden Gesteine; daneben ist noch der Dogger — zwar nur in geringer Mächtigkeit — aufgeschlossen; Lias fehlt.

Durch einen Schurf, welchen Herr Dr. BRUNHUBER nahe dem Ostrande der Galgenberger Jurascholle, ungefähr halbwegs der Längserstreckung derselben, in jüngster Zeit anlegen liess, ist dort ein besonders werthvoller Aufschluss im Dogger geschaffen worden, der wesentlich zur Ergänzung des vor langer Zeit durch Herrn v. AMMON aufgenommenen Profiles beiträgt.

Lagerungsverhältnisse: Die Juraablagerungen des Regenstauer Galgenberges zeigen ein Streichen von 20—27° gegen NW. bei einem Einfallen von 40—45° gegen NO. Die Schichten fallen also gegen das Urgebirge ein. Ferner liegt der Dogger auf dem Malm, — also überkippte Lagerung.

Das etwas wechselnde Streichen und Fallen der Schichten in den verschiedenen, dicht bei einander liegenden Aufschlüssen zeugt für geringe Störungen innerhalb der kleinen hier noch erhaltenen Juramasse. An Kluffflächen, welche nahezu vertikal zur Schichtung durchsetzen und besonders in den Malmkalcken gut sichtbar sind, haben Verschiebungen und Abrutschungen einzelner Partien gegen Südwesten hin — also vom Urgebirg weg — stattgefunden. Eine dieser Kluff- und Rutschflächen, nahezu parallel dem Regenlauf streichend, ist in grösserer Erstreckung blossgelegt; sie gibt durch ihre Glättung und Parallelstreifung ein treffliches Beispiel eines Pseudoglacialschliffes. So zahlreich setzen dicht bei einander Kluffflächen, an denen minimalste Verschiebungen statthatten, vertikal zur Schichtung durch einen Theil der Malmkalke, dass die dichten Kalke stellenweise wie transversal geschiefert erscheinen.

Schichtenfolge im Jura des Regenstauer Galgenberges.

(Vergl. Profil 6 auf S. 212.)

Dogger.

Unterer Dogger.

D₂. Eisensandstein (v. AMMON l. c. p. 21. 1.)

In den ostwärts von den Juraaufschlüssen zu der nächst höheren — aus Granit bestehenden — Terrasse führenden Aeckern liegen zahlreiche Stücke von typischem Eisensandstein des unteren Dogger umher, ebenso im Gehängeschutt und in den Aufschlüssen selbst. Einzelne der Stücke sind etwas grobkörniger, mit kalkhaltigem Bindemittel, wie in höheren Lagen des Eisensandsteins am Keilberg im oberen Bruch bei Irlbach. Aufschlüsse im anstehenden Eisensandstein waren nicht zu beobachten.

*) v. AMMON l. c. p. 21—23.

**) v. GÜMBEL, Frankenjura p. 333, 334.

Mittlerer Dogger.

D₃. Varians-Schichten. (Eisenoolith v. AMMON l. c. p. 21. Nr. 2. e. p.).

Unter einer etwa 0,5 m mächtigen Decke von Verwitterungs- und Gehänge-schutt mit zahlreichen Brocken von Malmkalken und Stücken von Eisensandstein liegen gelbbraune sandige Mergel mit mehreren 10—30 cm mächtigen härteren, kalkreicheren, graugelben Bänken, welche in unregelmässige Knollen zerfallen. Die kalkreicheren Bänke führen spärlich eingestreute, meistens stark zersetzte, Brauneisenoolithkörner; in den unteren — also jüngeren — Lagen nimmt die Zahl der Oolithkörner zu.

Fossilien sind fast allein auf die härteren Bänke beschränkt; sie sind nicht gerade selten, aber meistens schlecht erhalten und lassen sich nur schwer aus dem fest anhaftenden Gestein herauschälen. Bestimmbar waren:

Oppelia aspidoides OPP. sp.

„ *fusca* QUENST. sp.

Sphaeroceras subcontractum MORR. a. Lyc. sp.

(OPPEL, Juraformation p. 479. Es ist das dieselbe Form, deren Jugendstadien QUENSTEDT: AMMON. d. Schwäb. Jura p. 673, Taf. 79 Fig. 9—15 u. 776, Taf. 87, Fig. 31, 32 als *Amm. Königii* und cf. *Königii* bezeichnet, welche mit *Proplanulites Königii* Sow. sp. natürlich nichts zu thun haben kann. Die hier und am Keilberg gefundenen Stücke sind dicker, breitmündiger als der von MORRIS und LYCETT als *Amm. subcontractus**) abgebildete Ammonit. Die erwachsenen Stücke stimmen aber gut mit der von SCHLIPPE**) gegebenen Abbildung überein. Das besonders Charakteristische des *Amm. subcontractus* ist auf keiner der vorhandenen Abbildungen erkennbar: Das Auftreten von Parabellinien und die dadurch bedingte Unregelmässigkeit der Skulptur bei kleineren Individuen — nur selten lassen sich die Parabellinien weiter als bis zu einem Durchmesser von 20 mm beobachten — und die schwache aber deutliche Rückwärtsbiegung der Rippen auf der Aussenseite. Wie oben bei *Sphaer. (?) microstoma* d'ORB. sp. (p. 150) erwähnt wurde, zeigt jene Art auf jugendlichen Windungen die gleichen Skulpturercheinungen.

QUENSTEDT sprach die Vermuthung aus (l. c. p. 674), dass die von ihm Taf. 79 Fig. 10 abgebildete Form das Jugendstadium von *Amm. sublaevis* repräsentire. Die Jugendformen von *Cadoceras sublaeve* Sow. sp., ebenso wie die aller Cadoceraten sind wesentlich hochmündiger und engnabliher, als *Amm. subcontractus* (= *Königii* + cf. *Königii* QUENST.), haben nie die abgeflachte, breite Aussenseite und die deutlich ausgeprägte stumpfe Seitenkante; erwachsene Exemplare werden durch die Abschwächung der Skulptur allerdings cadoceratenähnlich, bleiben aber immer weitrabliher. Die Formähnlichkeit beruht hier lediglich auf Convergenz, ohne durch irgend welchen nahen genetischen Zusammenhang gestützt zu sein. SIEMIRADZKI***) betrachtete die von QUENSTEDT l. c. Taf. 87 Fig. 31, 32 abgebildeten Stücke als zu *Quenstedtoceras carinatum* EICHW. gehörend. Nach der Darstellung, welche WEISSERMEL †) von *Cadoc. carinatum* EICHW. sp. gegeben hat, ist eine solche Deutung unmöglich. Wahrscheinlich ist SIEMIRADZKI's *Quenstedtoceras carinatum*, abgesehen davon, dass es kein *Quenstedtoceras* sein kann,

*) MORRIS and LYCETT: Monograph of the Mollusca from the Great Oolite. p. 11, Pl. II. Fig. 1, 2.

**) SCHLIPPE: FAUNA d. Bathonien im oberrhein. Tieflande. p. 197, Taf. VI Fig. 1.

***) J. SIEMIRADZKI: O mieczkach glowonogich brunatnego Jura w Popielanach etc. Krakau 1889. p. 6.

†) W. WEISSERMEL: Beitrag zur Kenntniss der Gattung QUENSTEDTICERAS. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1895. Taf. XII. Fig. 1c, 2a—b.

aber gar nicht mit der EICHWALD'schen Art*) übereinstimmend, und gehört mit einigen Stücken, die mir von Rudniki vorliegen, in die Verwandtschaft von *Amm. subcontractus* MORR. a. LYC., ferner von *Sphaeroceras microstoma* d'ORB. sp. etc., mit diesen eine besondere noch näher zu untersuchende Gruppe der Stephanoceraten bildend.

Vom Regenstauffer Galgenberg liegen mir kleinere Stücke vor, entsprechend QUEENSTEDT's Abbildungen Taf. 87 Fig. 32 und Taf. 79 Fig. 12 und 15, dann ein etwas grösseres von mehr coronatenähnlichem Gepräge, wie es analog Stücke von Oeschingen in Württemberg zeigen. Aus den Varians-Schichten vom Keilberg liegen ausser kleinen Stücken auch ausgewachsene Formen vor. Ganz ähnliche, vielleicht sogar identische Formen kenne ich von Balin, Rudniki und — nach Schwefelabgüssen — auch von Eimen am Hils:

Macrocephalites cf. *Morrisi* OPP. sp.

Perisphinctes arbustigerus d'ORB. sp.

(Jugendform.)

Perisphinctes sp. (? *Defrancei* d'ORB. sp.).

Belemnites Beyrichi OPP.

Terebratula sphaeroidalis Sow.

Terebratula Württembergica OPP.

Rhynchonella varians SCHLOTH.

(Sehr häufig.)

Die genannten Formen setzen es ausser Zweifel, dass die Mergel mit härteren kalkreichen eisenoolithischen Bänken den Varians-Schichten am Keilberg, d. h. dem Bathonien entsprechen.

Oberer Dogger.

D₄. Macrocephalenschichten (Eisenoolith v. AMMON l. c. p. 21, Nr. 2 e. p.)

Die Varians-Schichten sind unterlagert von fossilereen, feinsandigen, gelbbraunen, mergligen Thonen, welche in dem von Herrn Dr. BRUNHUBER hergestellten Schurf eine Mächtigkeit von 1,25 m besitzen und — von oben nach unten, der Lagerung und Schichtenfolge des Profils entsprechend — folgende speciellere Gliederung erkennen lassen:

- a) Merglige Thone mit mässig häufig eingestreuten Eisenoolithkörnern, durchzogen von unregelmässigen Adern und Schnüren von gelblichem, fasrigem Kalkspath. Die Kalkspathschnüre speciell sind so struirt, dass eine dünne 2—3 mm messende Lage bräunlichen, körnigen Kalkspaths beiderseits begleitet ist von den vertical zur Flächenausdehnung der Adern gestellten, ca. 1 cm hohen, dichtgefügteten, feinen Fasern der langgezogenen Kalkspathkryställchen. — Mächtigkeit: 0,50 m.
- b) Mergliger Thon, ohne Oolithe, mit härterer kalkiger Bank, welche von braunen Adern körnigen Kalkspaths durchsetzt ist. — Mächtigkeit: 0,50 m.
- c) Mergliger Thon mit Oolithen und Adern fasrigen Kalkspaths, wie Lage a. — Mächtigkeit: 0,25 m.

Obwohl fossilere, müssen diese mergligen Thone doch als Repräsentanz der Macrocephalenschichten erachtet werden, als Aequivalente der Macrocephaloolithe am Keilberg, welchen sie in ihren oberen und unteren Lagen durch das Vorkommen von Oolithen petrographisch ähnlich werden. Die Altersbestimmung resultirt aus der Lage dieser Schichten zwischen den Varians-Schichten des Bathonien und den durch Fossilien sicher bestimmten Gesteinen des mittleren Callovien, der Anceps-Zone.

*) E. v. EICHWALD: *Lethaea rossica* II, p. 1072, Taf. XXXIV Fig. 3.

D₆. Ornatenthon. a) Zone der *Reineckia anceps* und des *Cosmoceras Jason*.

(Ornatenthon v. AMMON l. c. p. 21. Nr. 3.)

Glaukonitische, sandige Mergel.

Zuoberst: gelber, sandiger Mergel mit mässig vielen Glaukonitkörnchen. — 10 cm.

Darunter: dunkelgrüner bis schwärzlicher und gelber sandiger Mergel mit ausserordentlich vielen groben Körnern dunklen Glaukonits; der Reichthum an Glaukonit ist so gross, dass einzelne Partien des Gesteins als Glaukonitsand bezeichnet werden können. — ca. 15 cm.

Die Grenze zwischen beiden Abtheilungen ist nicht scharf.

Namentlich die untere, also jüngere, glaukonitreichere Lage enthält neben sehr vielen Bruchstücken von *Belemnites Calloviensis*, zahlreiche kleinere, nicht besonders feste, lichtgraue bis gelbliche, heller gefleckte, phosphoritische*) Mergelknollen mit spärlicheren, kleineren Glaukonitkörnchen. In diesen Mergelknollen liegen Ammonitenreste, soweit bis jetzt ersichtlich, nur Steinkerne und Bruchstücke von solchen.

Herr v. AMMON erwähnte bereits das Vorkommen von

Belemnites Calloviensis OPP.

(Die sehr zahlreich vorkommenden Rostra sind vielfach zerbrochen und wieder zusammengekittet.)

Ferner liegen noch vor:

Belemnites breviaxis PAULOW.

(Ein Rostrum.)

Reineckia anceps REIN. sp.

(Vier Stücke entsprechend QUENSTEDT, Ammon. d. Schwäb. Jura. Taf. 87 Fig. 1.)

Reineckia Fraasi OPP. sp.

(Ein Fragment.)

Cosmoceras Jason REIN. sp.

(Ein Exemplar.)

Cosmoceras Castor REIN. sp.

(REINECKE: Maris protog. Nautilus et Argonautas p. 63 Fig. 18—20. Das einzige vorliegende Stück stimmt am besten mit der von QUENSTEDT, Ammon. d. Schwäb. Jura p. 728, gegebenen Textfigur überein. Im süddeutschen Jura ist *Cosmoc. Castor* ziemlich selten, mir liegen nur wenige Exemplare von Thurnau und Uetzing in Franken vor. Aus dem russischen Jura bildet TEISSEYRE**) eine gut übereinstimmende Form aus dem Ornatenthon von Pronsok ab. Die bei LAHUSEN***) aus dem Horizont mit *Perisphinctes mosquensis* = *Anceps*-Zone von Tschulkowo abgebildete Form ist etwas weitrüppiger und zeigt gröbere Umbonalknoten, als das mir vorliegende Stück.)

Cosmoceras sp.

(Bruchstück einer grob, aber dichtgerippten grossen Form, welche wahrscheinlich der bei QUENSTEDT†) als *Amm. ornatus rotundus* abgebildeten Form gleichzusetzen ist.)

Perisphinctes Comptoni PRATT sp.

(Ein Fragment.)

*) Den Nachweis von Phosphorsäure in den Knollen verdanke ich der lebenswürdigen Hilfe des Herrn Dr. A. SCHWAGER, Chemiker am k. Oberbergamt in München.

**) L. TEISSEYRE, Cephalop. d. Ornatenthone im Gouv. Rjäsan. Sitzber. d. Wiener Akademie Bd. 88. 1883. p. 577 Taf. IV Fig. 28.

***) LAHUSEN: Fauna d. Jurass. Bildungen d. Rjäsan'schen Gouv. Mém. Com. Géol. St. Petersburg. Vol. I. Nr. 1. 1888. Taf. VIII Fig. 1, 2.

†) QUENSTEDT: Ammon. d. Schwäb. Jura. p. 697. Taf. 81. Fig. 35.

Perisphinctes convolutus QUENST. sp.

(Bruchstück einer kleinen mit QUENSTEDT, Ammon. d. Schwäb. Jura p. 697 Taf. 81 Fig. 35 übereinstimmenden Form.)

Perisphinctes sp.

(Ein Bruchstück, welches der von QUENSTEDT l. c. p. 799 Taf. 39 Fig. 24 als *Amn. cf. annularis* bezeichneten Form in der Skulptur und Lobenlinie fast gleich kommt.)

Perisphinctes sp. indet.

(Diverse Stücke.)

Hecticoceras rossiense TEISS. sp.

(*Harpoceras rossiense* TEISSEYRE l. c. p. 577 Taf. I Fig. 6, 7 in Franken wie in Schwaben sehr seltene Form.)

Hecticoceras cf. *Krakoviense* NEUM.

(Kleine Bruchstücke mittelgrosser Windungen mit der für die NEUMAYR'sche Art charakteristischen Rippenspaltung.)

Hecticoceras cf. *pseudopunctatum* LAHUSEN.

(Kleine Bruchstücke einer hochmündigeren Form, die am ehesten mit der Art LAHUSEN's zu vergleichen sind.)

Harpoceras div. sp. indet.

(Bis jetzt unbestimmbare Fragmente verschiedener Harpoceraten.)

Ein Gastropodenfragment.

Foraminiferen-Reste.

(Manche der Glaukonitkörnchen erweisen sich durch ihre Form als die Ausfüllungen von Foraminiferen-Schalen, von Globigerinen und Textularien.)

Die, wenn auch noch sehr wenig reichhaltige Fauna, in welcher *Bel. calloviensis* OPP. durch sein massenhaftes Vorkommen vorherrscht, lässt den ganz bestimmten Schluss zu, dass die glaukonitreichen Mergel des Regenstauer Galgenbergs den Ornatenschichten angehören, und zwar diesen allein, ohne irgend einen Typus des unteren Callovien, der Macrocephalenschichten, eingemengt zu enthalten. (Die Bestimmung der zwischen ihnen und den Varians-Schichten liegenden mergligen Thone mit Eisenoolithkörnern als Vertretung der Zone des *Macroceph. macrocephalus* wird dadurch zu einer sicheren.) Aber noch näher lässt sich diese Fauna der glaukonitischen Mergel präzisiren: Wir haben es hier speciell mit der Fauna der Anceps- und Jason-Zone zu thun, also mit der unteren Abtheilung des QUENSTEDT'schen Braunen Jura. Sichere Repräsentanten der Athleta-Zone fehlen noch. OPPEL gab zwar *Reineckia Fraasi* als auf die Athleta-Zone beschränkt an, aber ZAKRZEWSKI *) fand diese Art im Linsengraben bei Glems (nahe bei Metzgingen, Württemberg) unterhalb der eigentlichen Athleta-Fauna. Wenn auch *Cosmoceras ornatum* mit seinen verschiedenen Varietäten erst in den oberen Lagen der Anceps-Schichten beginnt und noch die Athleta-Zone durchsetzt, wenn ferner auch *Hecticoceras rossiense* von LORIOU **) sogar noch aus den Renggeri-Thonen des Berner Jura angegeben wird, so kann das doch nicht gegen unsere Auffassung, dass wir es hier nur mit einer Fauna der Anceps-Zone zu thun haben, sprechen.

D₃. Ornatenthon. b) Zone des *Peltoceras athleta*.

Gelber, geschieferter Mergel mit vereinzelten runden Körnchen ganz dunklen Glaukonits: 15 cm.

*) A. J. A. ZAKRZEWSKI, Grenzsch. d. Braunen und Weissen Jura in Schwaben. Diss. 1886. p. 19.

**) P. de LORIOU, Etude sur l. Moll. e. Brach. de l'Oxford. infér. du Jura Bernois. p. 40 Taf. III Fig. 16.

Gelber, festerer, schwach oolithischer, etwas sandiger Mergel, ohne Glaukonit; 35 cm.

In beiden Lagen kommen — recht spärlich — Belemniten, meist Bruchstücke kleinerer Formen, vor.

Der gegenüber *Bel. calloviensis* mehr kreisförmige Querschnitt spricht für *Belemnites hastatus* BLAINV. (= *semihastatus rotundus* QUENST.); eine Form, welche in Schwaben in den oberen Lagen des Ornathons auftaucht und bis in die unteren Oxford-Schichten hinauf geht.

Es ist vielleicht gewagt, die Mergel mit *Bel. hastatus* als Zone des *Peltoceras athleta* von der Anceps-Zone zu trennen, da es im ganzen Fränkischen Jura bisher nirgendwo gelungen ist, diese beiden Zonen zu scheiden, oder überhaupt nur reichliche Vertreter der Athleta-Fauna zu finden. Nachdem aber hier der petrographische Unterschied zwischen den Schichten mit *Bel. calloviensis*, *Rein. anceps*, *Cosm. Jason* etc. und *Bel. hastatus* von deutlich erkennbarer faunistischer Verschiedenheit begleitet ist, stehe ich nicht an, für das Callovien des Regenstauffer Galgenbergs eine solche Scheidung hier vorzunehmen.

Malm.

Die Gliederung des Malm am Regenstauffer Galgenberg bietet manche Schwierigkeit, wenigstens hält es in Folge von Fossilarmuth schwer, die Schichten bis zur Tenuilobaten-Zone mit genügender Sicherheit und Schärfe festzustellen.

Unterer Malm.

M₁. Zone des *Aspidoceras biarmatum* (v. AMMON l. c. p. 22. Nr. 5).

Hellgelbe bis weissliche, unregelmässig geschieferte Mergel mit mehreren festeren, unregelmässigen Bänken, sehr verquetscht und verdrückt; ca. 2 m.

In unverwittertem Zustande zeigt das Gestein einen Stich in's bräunliche. An zahlreich durchsetzenden Kluffflächen herrscht lichtgrüne Färbung. Vielfach setzen braune Kalkspathadern durch.

Die älteste (hier oberste) Lage des Gesteins, eine weichere, etwas grünliche Mergelbank von 20 cm Dicke, enthält sehr viel Perisphincten. Leider ist alles zerbrochen, so dass die Sachen kaum sicher bestimmt werden können. Ich glaube unter den Fragmenten zu finden:

Perisphinctes cf. *Wartae* BUKOWSKI.

(Wenig dicker als das von BUKOWSKI*) abgebildete Stück, vielleicht eine Mittelform zu *Per. Adonis* SIEMIRADZKI.**)

Perisphinctes plicatilis (SOW.) D'ORB. sp.

(Darunter Stücke, die durch Querschnitt und Skulptur schon nahe bei *Per. chloroolithicus* GÜMB. stehen.)

Perisphinctes n. sp.

(Eine Form mit ganz auffallend niedrigen, breiten Windungen, wohl in die Verwandtschaft von *Per. Martelli* OPP. sp. gehörend.)

Belemnitenreste selten, unbestimmbar.

Mit diesen hellen Mergeln schliesst das Profil ab, welches durch den von Herrn Dr. BRUNHUBER hergestellten Schurf erschlossen worden ist. Die hellen

*) BUKOWSKI, Jurabildungen von Czenstochau p. 140 Taf. XXVII Fig. 1.

**) SIEMIRADZKI, Monogr. d. Gatt. Perisphinctes p. 257.

Mergel lassen sich aber weiter nördlich von diesem Aufschluss verfolgen bis nahezu zum Nordende der ganzen Scholle. Dort am Nordende sind in einem Steinbruch die höchstwahrscheinlich unmittelbar folgenden Schichtglieder aufgeschlossen, welche die Altersbestimmung der hellen Mergel als Biarmatus-Zone rechtfertigen.

M₂. Zone des *Peltoceras transversarium* (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 6. Glaukoolith).

Graugrünliche, schwach geschieferte Mergel mit unregelmässigen Linsen härteren, rauhen Mergelkalkes; 0,5 m. Herr v. AMMON nennt daraus *Perisphinctes chloroolithicus* GÜMB. Ich fand:

Oppelia callicera OPP. sp.

Ochetoceras hispidum OPP. sp.

Ochetoceras sp.

(Aus der Gruppe des *canaliculatum* v. BUCH.)

Nach diesen Fossilien dürfte es nicht zweifelhaft sein, hier die Transversarius-Zone repräsentirt zu sehen.

Darunter folgen in der Mächtigkeit von ca. 3 m graue, mässig harte, rauhe, merglige Kalkbänke (mit dünnen Mergelzwischenlagen), die vielleicht ebenfalls noch der Transversariuszone angehören.

M₃. ? Zone der *Waldhemia impressa*.

Regelmässig gebankte, härtere, gelblichgraue, etwas merglige Kalke mit undeutlich muscheligen Bruch, zum Theil oolithisch; 3,5 m.

Aus diesen, petrographisch schon sehr den Werkkalen vom Keilberg ähnelnden Kalken gelang es mir, nur ein Fossil zu finden: *Pholadomya clathrata* QUENST. (Jura p. 598 Taf. 74 Fig. 17, 18) = *Phol. acuminata*. ZIET. (HARTM.). Leider ist diese Form keine auf eine einzige Zone beschränkte. QUENSTEDT erwähnt sie zwar nur aus seinem Weissen Jura β; am Keilberg aber geht sie von den Impressaschichten bis in die Tenuilobatenschichten hinauf, so dass hier die Altersbestimmung eine unsichere wird. Vielleicht sind die Kalke mit *Pholadomya clathrata* schon der folgenden Zone zuzurechnen?

M₄. Zone des *Peltoceras bimammatum* (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 3).

Lichtgraue bis weisse und gelbliche, harte, muschlig brechende Kalke; parallel zur Bankung sind mehrere Lagen von grauen Hornsteinknollen eingeschaltet; ca. 16 m.

Nur wenige ganz unbestimmbare Reste von Perisphincten und Belemniten haben diese Kalke bis jetzt geliefert. Ihre Altersbestimmung würde unsicher sein, wenn sie nicht durch sicher bestimmbare Tenuilobatenschichten unterlagert wären. Unsicher bleibt dabei ihre Abgrenzung gegen die älteren Schichten hin. Die „Hornsteinkalke“ hier haben dem Alter nach nichts mit jenen vom Keilberg zu thun; diese hier gehören noch dem jüngeren Oxford, jene am Keilberg bereits dem Kimeridge an. Das Vorkommen von Hornsteinknollen in den Bimammatusschichten bei Regenstauf ist kein Ausnahmefall; auch an anderen Orten des Frankenjura führen die „Werkkalke“ Hornsteinknollen, so bei Grossenfalz (bei Sulzbach), bei Hables und Oberreinbach (im Vilsthal),*) bei Pegnitz.

Durch sehr zahlreiche Kluft- und Rutschflächen, von denen viele nahezu vertikal zur Bankung stehen, zerfällt das Gestein unter Mithilfe der Verwitterung an mehreren Stellen in kleine, oft fast regelmässig parallelepipedische Splitter.

*) v. GÜMBEL, Frankenjura p. 411, 412; v. AMMON ebenda p. 628.

Stellenweise wird durch die zahllosen feinen Klüftungen der Eindruck von Transversalschieferung hervorgerufen.

Auf diese Werkkalke, das härteste, widerstandsfähigste Gestein im Jura des Regenstauer Galgenbergs, ist es zurückzuführen, dass die Jurascholle hier überhaupt noch vorhanden ist resp. dass sie noch nicht ganz eingeebnet ist.

Mittlerer Malm.

M₅. Zone der *Oppelia tenuilobata* (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 9 u. 10).

Graugelbe bis leicht grünliche Kalkbänke mit rauhem, erdigem Bruch, untermengt mit einzelnen Bänken dichteren, mehr muschlig brechenden Kalkes (mit *Perisphinctes polyplocus* REIN. sp.).

Graugelbe, feinkörnige, rauhe Kalke.

Besonders die letzteren Bänke sind reich an Fossilien, vornehmlich an Ammoniten. Hervorzuheben sind:

Perisphinctes polyplocus REIN. sp.

Perisphinctes Lothari OPP. sp.

Perisphinctes inconditus FONT.

Sutneria platynota REIN. sp.

Oppelia Holbeini OPP. sp.

Aspidoceras circumspinosum OPP. sp.

Pecten cornutus QUENST.

Terebratula Zieteni DE LOR.

Collyrites carinata GOLDF. sp.

Zweifellos haben wir also hier Tenuilobatenschichten vor uns, und zwar die unteren Lagen derselben.

Das Liegende der bis etwa 5—6 m entblössten Tenuilobatenschichten ist nicht mehr aufgeschlossen.

Kluftausfüllungen mit „Schutzfelsschichten“ sind am Regenstauer Galgenberg nicht vorhanden. Eine grössere Kluft im Malm (im Steinbruch am Nordende der Scholle) ist mit intensiv rothem und braunem Thon, mit eingebetteten Jura-kalkblöcken erfüllt; sie ist sicher ganz jugendlichen Alters.

Das Juraprofil am Regenstauer Galgenberg ist also wesentlich weniger umfassend als dasjenige des Keilberger Jura. Die geringere Ausdehnung des Regenstauer Profiles darf in Bezug auf die fehlenden jüngeren Glieder des Malm nicht so ausgelegt werden, dass diese hier nicht zur Ablagerung gekommen wären; sie waren sicher auch vorhanden, sind nur heute in Folge der Lagerungsverhältnisse nicht erschlossen. Bezüglich des Fehlens der Opalinus-Schichten und des Lias ist das Gleiche nicht mit derselben Bestimmtheit zu sagen. Es wäre wohl denkbar dass einst hier auch die Gesteine des Lias und des alleruntersten Dogger abgelagert wurden: Sie sind möglicher, aber kaum wahrscheinlicher Weise nur in Folge tektonischer Bewegungen, welche die am Regenstauer Galgenberg herrschende überkippte Lagerung der Dogger- und Malmschichten bedingten, heute nicht zu Tage tretend (siehe Abschnitt II und III).

Die Entfernung des Regenstauer Galgenbergs vom Keilberg ist eine ganz geringe, vom Nordrand des Keilbergs nur 5 km. Trotz dieser geringen Distanz sind in den äquivalenten Juraablagerungen beider Vorkommnisse in die Augen springende Unterschiede zu constatiren. Diese Differenzen werden am besten

wohl durch die folgende vergleichende Tabelle (p. 168, 169) illustriert. Es folge hier auch eine Tabelle der Keilberger Lias-Schichten, da diese Tabellen auch den weiter folgenden Erörterungen dienen sollen.

Schichtenfolge im Lias am Keilberg.

	Zone d.		m	
Oberer Lias	<i>Lytoceras jurense</i>	Gelbbraune, sandige Mergel mit Thoneisensteinknollen (<i>Grammoceras Aalense</i>)	1,5	•Aufschluss in der Tegemheimer Schlucht
		Graue, schwach sandige oolithische, grobgebankte Kalke mit <i>Lytoceras jurense</i> , <i>Hammatoceras insigne</i> , und mit <i>Hildoceras bifrons</i> , <i>Coeloceras crassum</i>	1,5	
	<i>Posidonomya Bronni</i>	Gelbbrauner, mürber Sandstein mit <i>Dactyloceras commune</i>	5	
		Dunkler (seltener gebleichter) Posidonomyenschiefer mit <i>Harpoceras Lythense</i> , <i>Inoceramus dubius</i>	7	
Mittlerer Lias	<i>Amaltheus spinatus</i> " <i>margaritatus</i>	Gelbe bis bräunliche und rothe Thone und Rotheisenoolithflötchen mit <i>Amaltheus spinatus</i> — und <i>Spiriferina rostrata</i> , <i>Rhynchonella acuta</i> , <i>Waldheimia subnumismalis</i>	1,5	Aufschluss bei Irlbach
	<i>Aegoceras Davoei</i> <i>Phylloceras ibex</i> <i>Dumortieria Jamesoni</i>			
Unterer Lias	<i>Ophioceras raricostatum</i> <i>Oxynoticeras oxynotum</i> <i>Arietites obtusus</i> <i>Pentacrinus tuberculatus</i>	fehlend		
	<i>Arietites Bucklandi</i>	Grobkörniger, locker gebundener Sandstein	1	
	<i>Schlotheimia angulata</i>	Feinkörnige, helle und bunte, zum Theil quarzitische Sandsteine	7—10	
	<i>Psiloceras planorbis</i>	fehlt		
Trias:	Keuper (Rhät)	Kaolinhaltige Sandsteine und intensiv rothe Mergel.		

Schichtenfolge im Dogger und Malm am Keilberg und am Regenstauffer Galgenberg.

		Keilberg		Galgenberg bei Regenstauf	
Zone d.		m		m	
Kimeridge	<i>Harpagodes Oceani, Exogyra virgula, Oppelia lithographica</i>	(Plattenkalk bei Wutzelhofen) Plumper Felsenkalk 80 Dolomit		nicht aufgeschlossen	
	<i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>	Bankige Hornsteinkalke 40		nicht aufgeschlossen	
	<i>Oppelia tenuilobata</i>	Helle Splitterkalke mit <i>Oppelia tenuilobata, Perisphinctes Lothari</i> 10?		Graugelber, feinkörniger, rauher Kalk } mit <i>Sutneria platynota,</i> Dichter, muschlig brechender Kalk } <i>Periph. Lothari, poly-</i> Graugelber bis grünlicher Kalk } <i>plocus, inconditus etc.</i>	5—6
Malm	<i>Peltoceras bimammatum</i>	Gebankte, graue, leicht oolithische Kalke mit <i>Ochetoceras Marantianum</i> 12		Lichte, harte, dickbankige Kalke mit Hornsteinlagen 16	
	<i>Waldheimia impressa</i>	Grünlichgrauerdünngeschichteter Mergelkalk mit <i>Asterias impressae</i> und thonige Schicht mit Fucoiden		(?) Gebankter, gelbgrauer Kalk mit <i>Pholadomya clathrata</i> 3,5	
	<i>Peltoceras transversarium</i>	Grünlich- bis gelblichgrauer oolithischer Mergelthon mit <i>Perisphinctes chloroolithicus, Aspidoceras Osgiv, Oppelia callicera</i> .	(?) 6	Graue, mässig harte, rauhe mergelige Kalkbänke 3 Graugrünliche, schwach schieferige Kalkmergel mit härteren Linsen. <i>Oppelia callicera, Ochetoc. hispidum (Perisphinctes chloroolithicus)</i> 0,5	
	<i>Aspidoceras biarmatum</i>	Graubrauner, mergeliger Kalk mit Brauneisensteinausscheidungen Graubrauner, mergeliger Kalk mit wenig Glaukonit. <i>Cardioceras cordatum</i>	0,5	Gelbe bis weisseiche feste Mergelbänke 2 Weiche, grünliche Mergelbank mit <i>Perisphinctes cf. Wartae</i> Buk., <i>picatilis</i> D'ORB. 0,20	

	Gelber, schwach oolithischer Mergel ohne Glaukonit	Gelber, weicher Mergel mit spärlichen Glaukonitkörnern	Gelber, schwach oolithischer Mergel ohne Glaukonit	Gelber, schwach oolithischer Mergel ohne Glaukonit
<p><i>Peltoceras athleta</i></p>	<p>fehlend</p>	<p>fehlend</p>	<p>fehlend</p>	<p><i>Belemmites hastatus</i> } 0,35 0,15</p>
<p>Callorien</p>	<p>fehlend</p>	<p>fehlend</p>	<p>fehlend</p>	<p>Dunkler, schwarzgrüner, glaukonitreicher Mergel mit hellen phosphorischen Mergelknollen (<i>Cosmoceras Jason</i>, <i>Castor</i>, <i>Reineckia anceps</i>, <i>Hectoceras rossense</i>). <i>Belemmites calloviensis</i> 0,25 Gelber, glaukonitführender Mergel mit <i>Belemmites calloviensis</i> 0,10</p>
<p>Bathonien</p>	<p>Fossilreicher, eisenoolithischer Mergelkalk; <i>Macrocephalites macrocephalus</i>, <i>Sphaeroceras microstoma</i>, <i>bullatum</i>, <i>Perisphinctes funatus</i> 0,50</p>	<p>Feinere, mergiger Thon, in den oberen und unteren Lagen mit Eisenoolithkörnern 1,25</p>	<p>Gelbbraune, sandige Mergel mit härteren eisenoolitharmen, kalkigen Bänken; <i>Oppelia fusca</i>, <i>aspidoides</i>, <i>Sphaeroceras subcontractum</i>, <i>Rhynchonella varians</i> 2,5</p>	<p>Fossilreicher, eisenoolithischer Mergelkalk; <i>Macrocephalites macrocephalus</i>, <i>Sphaeroceras microstoma</i>, <i>bullatum</i>, <i>Perisphinctes funatus</i> 0,50</p>
<p>Bajocien</p>	<p>Feinere, mergiger Thon, in den oberen und unteren Lagen mit Eisenoolithkörnern 1,25</p>	<p>Gelbbraune, sandige Mergel mit härteren eisenoolitharmen, kalkigen Bänken; <i>Oppelia fusca</i>, <i>aspidoides</i>, <i>Sphaeroceras subcontractum</i>, <i>Rhynchonella varians</i> 2,5</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>
<p>Bajocien</p>	<p>Eisensandstein mit Ripplemarks, Diagonalschichtung 20—25</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>	<p>nicht aufgeschlossen; nur Blöcke von Eisensandstein</p>
<p>Bajocien</p>	<p>Dunkler, kalkhaltiger Thon mit <i>Harpoceras opalinum</i> var. <i>costosa</i> und <i>Belemmites</i> cf. <i>oryconus</i>, <i>conoides</i> 8</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>	<p>nicht aufgeschlossen, wohl fehlend</p>	<p>nicht aufgeschlossen; nur Blöcke von Eisensandstein</p>

II. Faciesverhältnisse und Küstenlinien im Juragebiet von Regensburg und Regenstein.

Die heute zwischen dem Schwarzwald und den bayerisch-böhmischen Grenzgebirgen lagernden Juragesteine sind die Sedimente von Meeren, deren wechselnde Ausdehnung wesentlich von derjenigen abwich, welche heute die Schichten des süddeutschen Jura besitzen. Für die Gebiete des Schwarzwaldes und der Vogesen gilt es, namentlich nach den Untersuchungen von BENECKE und STEINMANN, als sicher erwiesen, dass zu jurassischer Zeit an ihrer Stelle Meere flutheten.*) Es existirte kein von Jura-Vogesen und Jura-Schwarzwald begrenzter rheinischer Meeresarm.

Wie war es im Osten? Die krystallinen und archaischen Gesteine des Bayerischen, Oberpfälzer und Böhmer Waldes tragen heute keine Bedeckung jurassischer Sedimente. Aber auch die Trias fehlt ihnen und alle postarchaischen Ablagerungen überhaupt, wenn wir vom Eingreifen mesozoischer Ablagerungen in das Depressionsgebiet der Bodenseer Bucht — von Schwandorf bis Roding — und von den randlich angelagerten Resten des Rothliegenden absehen. Erhob sich hier, anders wie im Westen, zur Jurazeit ein Gebirgswall oder eine Landmasse, dem Vordringen des Meeres gegen Osten ein Ziel setzend? v. AMMON und GÜMBEL nehmen es an; NEUMAYR und BRÜDER construirten hier die Böhmisches Insel resp. Doppelinsel der jüngeren Jurazeit.

Und weiter: Dem Lauf der Donau folgend ist längs einer Störungszone die Süddeutsche Juraplatte zerbrochen, ihre Fortsetzung südlich der Donau ist in die Tiefe gesunken und durch jüngere Ablagerungen verdeckt. Wie weit reichte einst die Juradecke gegen Süden? Erhob sich hier im Süden der Donau, von dem Böhmisches Massiv dem Bodensee zustrebend, GÜMBEL's „Vindelicisches Gebirge“? GÜMBEL**) sieht dieses Gebirge als nothwendig an für die Erklärung der Unterschiede zwischen alpiner und ausseralpiner Trias. E. FRAAS***) und THÜRACH†) schliessen sich GÜMBEL an. Auch im Jura noch lässt GÜMBEL dieses Gebirge bestehen. Andeutungen desselben begegnen wir auch in DE LAPPARENT's Reconstitutionen der Trias-, Lias- und Dogger-Meere.††)

Wenn irgendwo Aufklärungen zu den Fragen nach den Ost- und Südgrenzen der süddeutschen Jurameere erhofft werden können, so müssen sie von den östlichsten süddeutschen Juraesten gegeben werden. Vor Allen muss der

*) W. BENECKE, Ueber die Trias in Elsass-Lothringen und Luxemburg. Abhandl. z. geol. Spezialk. v. Els.-Lothr. Bd. I. 1877. p. 794 ff. und: W. BENECKE, Ueberblick über die palaeontologische Gliederung der Eisenerzformation in Deutsch-Lothringen und Luxemburg. Mitth. d. geol. Landesanst. v. Elsass-Lothringen. Bd. V. 1901. p. 141.

G. STEINMANN, Zur Entstehung des Schwarzwaldes. Ber. d. Nat. Ges. Freiburg i. B. Bd. III. 1887. p. 45 ff.

**) C. W. GÜMBEL, D. geognost. Verhältn. d. Fränk. Alb. Bavaria. Bd. III. Buch 9. p. 15. — Die geognost. Durchforschung Bayerns. Akad. Rede 1877. p. 25. — Frankenjura. p. 2, 3. — Geologie von Bayern. II. p. 19, 22, 266, 401, 582.

***) E. FRAAS, Die Bildung der germanischen Trias. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1899. Sep.-Abdr. p. 10 etc.

†) H. THÜRACH, Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. Diese Jahresh. Bd. XIII. 1900. p. 42.

††) A. DE LAPPARENT, Traité de Géologie. IV. Éd. p. 1019, 1100, 1141.

Jura an der „grossen Urgebirgsecke des Keilbergs“*) Antwort zu liefern im Stande sein.

Die Aufschlüsse am Keilberg und an den übrigen Jurapunkten bis zum Regenstauer Galgenberg geben keine ganz unmittelbar ablesbaren Daten zur Reconstruction der Ost- und Südgrenzen des süddeutschen Jurameeres resp. der verschiedenen Phasen desselben. Keines der vorhandenen Profile lässt das schnelle Auskeilen einer Schicht erkennen, wie es die Randzone einer Sedimentbildung gegen eine Küste hin auszeichnen muss. Keine mit Discordanzen verbundenen Transgressionen sind — bis jetzt wenigstens — zu beobachten gewesen, aus denen man Küstenlinien, Meeressgrenzen direkt ableiten könnte. Die Juraschollen vom Keilberg bis zum Regenstauer Galgenberg sind an einer Störungzone gegen das krystalline Massiv des Bayerischen Waldes abgesunken; die einstige Fortsetzung der Jurasedimente gegen Osten ist durch Denudation zerstört worden (vergl. Abschnitt III). Tektonische Störungen, Erosion und Denudation haben die Grenzen zwischen Meer und Land der Jurazeit verwischt.

Fehlen auch unmittelbare Merkzeichen für die Bestimmung der Ost- und Südgrenzen des süddeutschen Jurameeres in unserem Gebiete, so müssen doch hier mittelbare Anzeichen zu finden sein, aus denen ein Bild von Meer und Land zur Jurazeit wenigstens skizzirt werden könnte. Neben dem Grade der Vollständigkeit in der Schichtenreihe, und neben faunistischen Merkzeichen sind es die **Faciesverhältnisse**, welche uns die mittelbare Hilfe für die Reconstruction alter Meere leisten. Die Faciesverhältnisse resultiren in erster Linie aus topographischen und orographischen Bedingungen, aus der Configuration von Land und Meer, aus Tiefenverhältnissen und Strömungen im Meere; sie werden uns also Rückschlüsse zu ziehen erlauben müssen.

Mehrfach und schon vor längerer Zeit sprach sich GÜMBEL über die Juraablagerungen am Ostrande der fränkischen Alb dahin aus, dass sie „unzweideutig den Charakter von Ufer- und Strandbildungen“ tragen, dass diese Ostgrenze ein wahrer Meeresrand, nicht nur des jurassischen Meeres, sondern auch der Trias-, Dyas- und Kohlenzeit sei.**)

Auch Herr v. AMMON betont, dass die Juraablagerungen der Regensburger Gegend ebenso wie die Vorkommnisse von Jura in Niederbayern in ihrem Gesteinscharakter den Einfluss eines nahe gelegenen Ufers resp. einer Landmasse — des böhmischen Massivs — erkennen lassen.***)

Bereits eine kurze Durchsicht der voranstehenden Schichtentabellen (p. 167 bis 169) zeigt uns wenigstens im Lias und Dogger neben Lücken in der Schichtenreihe einen sehr häufigen und schroffen Facieswechsel, ähnlich zwar, aber doch wesentlich schroffer, wie wir ihn sonst im süddeutschen Jura kennen. Auf den folgenden Seiten soll der Versuch gemacht werden, aus den Faciesverhältnissen genauere Anhaltspunkte für die Palaeogeographie unseres Gebietes zu gewinnen.

Die Faciesverhältnisse sind nicht nur die Folgen der topographischen und geomorphologischen Verhältnisse ihrer eigenen Zeit; sie werden vorbereitet durch die geologische Vorgeschichte ihres Gebietes. Für die faciiellen Verhältnisse

*) GÜMBEL, Ostbayer. Grenzgebirge. p. 688.

***) GÜMBEL, Die geognost. Verhältn. d. fränk. Alb. Bavaria. Bd. III. Buch 9. 1864. p. 14.
— Die geognost. Verhältn. d. ostbayer. Grenzgeb. Bavaria. Bd. IV. p. 42.

****) v. AMMON, l. c. p. 40, 55, 56, 149.

des süddeutschen Jura, also auch für diejenigen der Regensburger Gegend, war natürlich die Geschichte des Bodens in vorjurassischer Zeit von ganz wesentlicher Bedeutung.

Zur Zeit des jüngeren Palaeozoicum war Böhmen mit dem grössten Theile Süddeutschlands (und den angrenzenden Gebieten der nördlichen Kalkalpen) frei von Meeresbedeckung; nur im Norden und Nordwesten waren Theile des süddeutschen Landes überfluthet vom Culm- und später vom Zechsteinmeer.*) Zur Permzeit wurden auf der böhmisch-süddeutschen Landmasse die terrestrischen Schichten des Rothliegenden abgelagert, die wir in Form von arkoseartigen Gesteinen, Thonen und Schiefeln (zum Theil mit Kohlen) von der Walhalla bis nach Erbdorf und bis über das Fichtelgebirge hinaus verfolgen können, deren Reste vermuthlich unter der schwäbischen Alb, im Urach-Kirchheimer Vulkangebiet, vorhanden sind,**) und die ähnlich auch im Schwarzwald und weiterhin auftreten.

Zur Zeit der unteren Trias war diese Landmasse weit über die Ausdehnung Süddeutschlands gewachsen. Die gegen Ende der Buntsandsteinzeit einsetzende Transgression des Röth erreichte das Regensburger Gebiet nicht; Ablagerungen der unteren Trias sind hier überhaupt nicht vorhanden.

Das Meer des germanischen Muschelkalks reichte nicht bis zur Regensburger Gegend. Die Muschelkalkablagerungen zwischen dem Nordostrande des Frankenjura und dem Fichtelgebirge zeigen durch ihren Sandreichthum schon den Charakter der Strandnähe. Im Untergrunde des Nördlinger Rieses fehlt der Muschelkalk***) und, wie die in den Tuffen der Urach-Kirchheimer Vulkanembryonen erhaltenen Register der dort von der Natur selbst gestossenen Bohrlöcher lehren, reichte das Muschelkalkmeer nicht weit nach Süden unter den Körper der Schwäbischen Alb.†) Als Südostgrenze des süddeutschen Muschelkalkmeeres können wir eine Linie annehmen, welche etwa südlich von Erbdorf über Sulzbach, nördlich am Ries vorbeiziehend, die Urach-Kirchheimer Vulkangruppe in Schwaben schneidet und dann weiterhin gegen Südwesten verläuft. H. THÜRACH (l. c. XIII. p. 43) nimmt für das Muschelkalkmeer in Franken eine Küstenlinie: Parkstein—Schwabach—Dinkelsbühl an. Südöstlich von dieser Linie war Land, das Vindelicische Gebirge GÜMBEL's. Wie ein gegen den Bodensee gerichteter Ausläufer der nicht vom Meere bedeckten Landmasse Böhmens schob es sich trennend zwischen das nordalpine und süddeutsche Muschelkalkmeer.††) War das ein Hochgebirge wie heute unsere Alpen? Doch wohl nicht; es war vielleicht nur ein hügeliges Bergland, dessen archaische Grundmassen zum Theil noch mit Rothliegendem bedeckt waren. Der Charakter des „vindelicischen Gebirges“ der Muschelkalkzeit ist unwichtiger; wesentlich ist es aber, dass wir die Existenz einer Landmasse im Süden, Südosten und im Osten Süddeutschlands nothwendig annehmen müssen. Das Regensburger Gebiet, inmitten dieses böhmisch-vindelicischen Landes liegend, war weit vom Meere entfernt.

*) cf. v. AMMON, Ueber eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt an der Rhön. Geognost. Jahresh, 1900. Bd. XIII. p. 185.

***) W. BRANCO, Schwabens 125 Vulkanembryonen. p. 508.

****) BRANCO und FRAAS, Das vulkanische Ries bei Nördlingen. Abhandl. d. Akad. d. Wiss. Berlin, 1901. p. 43.

†) BRANCO, Vulkanembryonen. p. 61—64.

††) A. DE LAPPARENT l. c. p. 1019, Fig. 417, dehnt das vindelicische Gebirge — vom Bodensee den Alpen folgend — weit gegen Westen und Süden aus.

Wie auch immer man sich die Ablagerungen des germanischen Keupers entstanden denken will,*) ob sie Ausfüllungen von Binnenbecken darstellen, ob sie fluviatiler oder äolischer Entstehung sind: Die kaolinreichen Sandsteine und rothen Thone der oberen Trias am Keilberg bei Regensburg können nicht marinen Ursprungs sein, sie sind auf einem Landsockel entstanden als Umlagerungsprodukte des Rothliegenden oder der verwitternden Massen krystalliner Gesteine des böhmisch-vindelicischen Landes. Die im Rhät über Süddeutschland von Südwesten her Platz greifende Transgression erreichte das Gebiet Regensburgs wieder nicht. Das vindelicische Land hatte zur Rhätzeit in Franken gegen Norden und Nordwesten mindestens dieselbe, wahrscheinlich eine grössere Ausdehnung wie zur Muschelkalkzeit; seine Ausdehnung in Schwaben wird nicht erheblich von derjenigen der mittleren Triaszeit abgewichen sein.

An der Grenze der Triaszeit gegen den Jura müssen wir also mit einer böhmisch-vindelicischen Landmasse rechnen: Vom böhmischen Massiv, von der Gegend der heutigen böhmisch-bayerischen Grenzgebirge zog sich gegen den Bodensee hin ein Landgebiet, inmitten dessen die heutige Regensburger Gegend als seit langem — vermuthlich seit archaischer Zeit — vom Meere unberührt lag. Das Gebiet des heutigen Frankenjura und der Regensburger Gegend war zur jüngsten Triaszeit höchstwahrscheinlich ein flaches, hügeliges, von Erosionsrinnen durchzogenes Land.

Wir treten in die Zeit des

Jura,

zunächst des **Lias.**

Für den Lias kommen allein die Aufschlüsse am Keilberg in Betracht. Ob sich einst die Liasablagerungen weiter nördlich bis zum Regenstauffer Galgenberg und darüber hinaus hinzogen, und ob sie heute dort nur in Folge besonderer tektonischer Vorgänge nicht zu Tage treten, das ist nicht mit absoluter Sicherheit zu entscheiden. Sehr wahrscheinlich ist es aber nicht, dass z. B. in der Gegend des Regenstauffer Galgenbergs marine Liasablagerungen vorhanden waren. In den nördlich von Regenstein erhaltenen kleinen Juraschollen bei Hagenau, Leonberg und Rappenbügl fehlt der Lias auch, und zum Theil folgt hier Dogger unmittelbar auf Keuper, so dass hier auch kaum je mariner Lias abgelagert worden sein wird. Erst wieder weiter nördlich folgen bei Bubach und dann in der Bodenseer Bucht marine Liaslagen.

Ebenso wenig wie sich die marine Transgression des Rhät im Regensburger Gebiet nachweisen lässt, finden wir hier sichere Anzeichen einer solchen aus der Zeit des untersten Lias, der **Planorbiszone**. Durch Fossilien ist diese Zone im fränkischen Jura sicher überhaupt nur im Gebiet des Hesselberges und dann der Coburger Gegend nachgewiesen. In der geologischen Staatssammlung in München liegt zwar ein *Psiloceras Johnstoni*, das nach einer alten Etiquette

*) H. THÜRACH, Uebersicht über die Gliederung des Keupers im nördlichen Franken. Geognost. Jahreshfte. I. p. 75 ff. II. p. 1 ff.

H. THÜRACH, Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. Geognost. Jahreshfte. XIII. p. 40—53.

E. FRAAS, Die Bildung der germanischen Trias. Jahresh. d. Vereins f. vaterl. Naturkunde in Württemberg. 1899. Sep.-Abd. p. 47, 66.

E. PHILIPPI, Ueber die Bildungsweise d. buntgefärbten klastischen Gesteine der continentalen Trias. Centralbl. f. Mineralogie etc. 1901. p. 465—469.

von Amberg stammen soll; die Herkunft des — verkalkten — Stückes scheint mir aber nicht genügend verbürgt, um weitergehende Schlüsse darauf zu bauen. Stammt der Ammonit wirklich aus der Amberger Gegend, so liesse sich daraus doch nicht mehr ableiten, als dass mit Beginn des Jura das Meer in Franken nach Osten zu eine Bucht in das böhmisch-vindelische Land schob.

Sandsteine, feinkörnige Sandsteine unten und grobkörnige darüber, sind die ersten Gesteine, welche am Keilberg dem Lias zugezählt werden dürfen. Jede Spur von Fossilien fehlt ihnen, und nur nach ihrem petrographischen Habitus können sie der **Angulaten-** und der **Arietten-Zone** (cf. p. 142, 143) gleichgesetzt werden. Die aus terrigenem Detritus, aus Quarzkörnern ohne kalkiges Bindemittel, zusammengesetzten Sandsteine könnten sowohl festländische als marine Bildungen sein.

Durch marine Fossilien ist die Zone der *Schlotheimia angulata* im fränkischen Jura in der Gegend des Hesselbergs, von Neumarkt und Altdorf, bei Amberg und dann weiter nördlich am Nordwestrande des Frankenjura in der Bamberger, Staffelsteiner und Lichtenfelser Gegend nachgewiesen. Feinkörnige Sandsteine (öfters mit sandig-schiefrigen Thonen gemischt) spielen auch in diesen Gebieten eine grosse Rolle, und Sandsteine sind auch weiter im Südwesten, in Württemberg, in der Gegend von Ellwangen, Gmünd, Göppingen, Tübingen bis über Balingen hinaus vorhanden, selbst noch in den Angulatenschichten der Gegend zwischen Donaueschingen und Waldshut sind sandige Ablagerungen enthalten.*) Verbinden wir diese Gebiete, in welchen sowohl dem lithologischen als faunistischen Charakter nach Ablagerungen des Litorals und Seichtwassers herrschen, so erhalten wir eine nahezu dem Albrande gleich gerichtete Zone, welche bei Amberg am weitesten gegen Osten vordringt. Wir dürfen hierin die Randgebiete eines Franken und Schwaben ausserhalb der Alb überdeckenden Meeres vor uns sehen. Wir erkennen daraus einerseits die Existenz von Landmassen unter der (fränkisch-)schwäbischen Alb bis nahe an den südlichen Schwarzwald hin, andererseits solcher im Gebiete der böhmisch-bayerischen Grenzgebirge — also wieder einer böhmisch-vindelischen Landmasse, welche der westliche Ausläufer des grossen skandinavisch-russischen resp. eurasischen Lias-Continents ist.

Der feinkörnige Angulaten Sandstein des Keilbergs, zum Theil reiner Quarzsandstein und quarzitischer Sandstein, zum Theil kaolinhaltiger Sandstein, zeigt auf den Schichtflächen, wie v. AMMON**) beobachtete, hin und wieder die Ausfüllungen von Trockenrissen; das beweist die Mitwirkung von Wasser bei der Ablagerung desselben und ferner zeitweilige Trockenlegung des Sedimentes. Die nicht über-grosse Entfernung von Seichtwasserablagerungen (in der Neumarkt-Altdorfer Gegend erwiesen) lässt es zu, den Angulaten Sandstein des Keilbergs, als in einem Litoralgebiet des schwäbisch-fränkischen Angulatenmeeres entstanden, zu deuten. Die Mächtigkeit des Sandsteins ist hier gegenüber derjenigen in anderen Gebieten Frankens eine sehr bedeutende: hier wenigstens 7(—10) m; in der Gegend des Hesselbergs bei Sinnbronn 5 m, bei Beyerberg 5 m, bei Opfenried 2,5 m, bei Altdorf 1 m, bei Rasch wenige Decimeter, bei Burgthann 0,15 m, bei Amberg 1—2,5, bei Bubach südlich von Schwandorf 3—4 m. Die grössere Mächtigkeit kann für die Entstehung des Keilberger Angulaten Sandsteins bedeuten 1. grösste Landnähe;

*) F. SCHALCH, Die Gliederung d. Liasform. d. Donau-Rheinzuges. N. Jahrb. f. Min. 1880. p. 198.

**) v. AMMON l. c. p. 28.

denn nahe dem Lande, im Litoral, muss terrigener Detritus in grösseren Massen abgelagert werden als weiter draussen im Meere, wo die Transportfähigkeit des Wassers für Detritismengen eine geringere geworden ist; 2. besondere Verhältnisse, wie sie etwa eine schmale Bucht mit reichlicher Zufuhr von Detritus bei Fehlen stärkerer Strömungen, welche den Detritus wegführen könnten, bietet. Ist zwischen dem Keilberg und der Gegend von Bubach und der Bodenwöhrer Bucht der Lias nicht vorhanden gewesen — was ja anzunehmen ist —, so können wir nach den oben angeführten Verhältnissen für die Zeit der Angulaten-Zone eine von Nordwest und West her gegen die böhmisch-vindelicische Landmasse eingreifende Bucht construiren, welche einem vorliasischen Thale entspricht. Die Küstenzonen dieser „**Regensburger Bucht**“ sind folgende: Für die Ostgrenze müssen wir annehmen, dass sie kaum weit östlich der Linie Tegernheim-Irlbach verlief; darauf wendete sich die Küste gegen NO. der Gegend von Neumarkt zu, vielleicht noch mehrere Kilometer über Velburg hinaus, um dann gegen Osten nach Bubach oder Teublitz zu umzubiegen und in den Südrand der Bodenwöhrer Lias-Bucht überzugehen. Wir kommen so zur Construction einer „**Regenstauffer Halbinsel**“, zu deren Existenz auch die verschiedene Mächtigkeit der Angulaten sandsteine in der Neumarkt-Altdorfer und Bubacher Gegend gut stimmen würde. Aus dem Fehlen aller Liasablagerungen in den Jura-Vorkommnissen Niederbayerns,*) aus dem Fehlen oder nahezu vollständigen Fehlen der Angulaten-schichten in der Gegend von Weissenburg am Sand, nach dem petrographischen Charakter und der Mächtigkeit der Angulaten-schichten in der Hesselberger Gegend und auf Grund des Vorkommens von Sandsteinen in der Angulaten-Zone Württembergs können wir für die Südküste der Regensburger Bucht annehmen, dass sie etwa von der Gegend von Tegernheim gegen Westen zum Nördlinger Ries und von dort gegen Südwest im Untergrunde der schwäbischen Alb — nicht weit vom Nordwestrande derselben — verlief; es war das die Nordküste wieder des vindelicischen „Gebirges“.

Die Küstenregion der in das böhmisch-vindelicische Land einschneidenden Regensburger Bucht der Angulaten-Zone muss flach gewesen sein, denn sonst hätte hier kaum die mächtige Aufhäufung von feinkörnigerem Detritus ohne jeden groben Brandungsschutt stattfinden können. Die in breitem Gürtel abgelagerten sandreichen Angulaten-schichten Frankens und Schwabens deuten überhaupt auf das Vorhandensein flacher Küsten und ganz langsamer Böschungen der Schorre hin.

Das Ursprungsgebiet des Sandes in den Angulaten-schichten Frankens und Schwabens ist das böhmisch-vindelicische Land, ein westlicher Ausläufer der riesigen skandinavisch-russischen Continentalmasse der Liaszeit. Nach NEUMAYR*) sind sandige Ablagerungen im unteren Lias auf die Umgebung der „Ardennen-

*) GÜMBEL, Ostbayer. Grenzgeb. p. 690 gibt an, dass bei Voglarn in Niederbayern *Amm. spinatus* vorkomme, v. AMMON (l. c. p. 100) hat aber nachgewiesen, dass es sich in diesem Falle nicht um Lias handelt. Herr v. AMMON hatte die Liebenswürdigkeit mir mitzutheilen; dass der betr. Ammonit, welchen er zuerst für eine cretacische Form aus der Verwandtschaft der *Schlönbachia varians* Sow. sp. zu halten geneigt war, sich nach neuerlicher Untersuchung als ein *Cardioceras* aus dem untersten Malm erwiesen hat, welches am besten dem *Amm. alternans transversus* QUENST. (Ammon. d. Schwäb. Jura. p. 826, Taf. 91, Fig. 11) nahe zu stellen ist.

**) M. NEUMAYR, Die geograph. Verbreitung d. Juraformation. Denkschr. d. Wiener Akad. Bd. 50. p. 26 [82].

Insel“ im Nordwesten des süddeutschen Liasmeeres beschränkt und in Schwaben und Franken schwächer entwickelt, und die Ardennen-Insel soll die Lieferantin des sandigen Detritus gewesen sein. Für die Herkunft des in den Angulaten-Schichten Schwabens und Frankens doch reichlich genug vertretenen Sandes die Ardennen-Insel in Anspruch nehmen, hiesse die Transportkraft des Meerwassers überschätzen. Der wenn auch geringe Kaolingehalt in den licht-weissen Lagen des Keilberger Angulaten-Sandsteins kann wohl überhaupt nicht von der Ardennen-Insel herkommen.

Zur Zeit der **Arieten-Zone** können sich die Grenzlinien zwischen Meer und Land im Gebiete Frankens nur unwesentlich geändert haben. Im schwäbischen Jura allerdings sind Sandsteine und sandige Lagen nicht mehr vorhanden, das Meer ist dort tiefer geworden, und die kalkigen und schiefrigen Ablagerungen verrathen nicht mehr so intensiven Einfluss der Küstennähe, wie zur Zeit der Angulatenzone. Im fränkischen Jura (schon von Ellwangen an) herrschen grobkörnige Sandsteine und Kalksandsteine mit groben Quarzkörnern. Den groben, aus abgerollten Quarzkörnern zusammengesetzten Sandstein am Keilberg wird man nach der landläufigen Auffassung als eine in der Brandungszone entstandene Strandbildung*) bezeichnen; feinkörnigere Sinkstoffe sind durch die Brandungswogen fortgeführt worden. Ist das richtig, so muss in der Regensburger Bucht ein Zurückdrängen des Meeres stattgefunden haben, speziell die Ostküste muss seewärts gegen Westen gerückt worden sein. Wie weit das Meer hier allmählich gegen Westen und Nordwesten zurückgedrängt wurde, ist nicht zu bestimmen.

Das Vorkommen gröberer Quarzkörner in den Arieten-Schichten Frankens, sei es in der Form von Sandsteinen oder Kalksandsteinen und Sandkalken, bedingt, wenn auch eine erhebliche Aenderung in der Ausdehnung des Meeres gegen die böhmisch-vindelicische Masse hin nicht zu erweisen ist, doch gegenüber der Angulaten-Zeit Aenderungen in den Beziehungen von Meer und Land. Vielleicht ist das Vorkommen gröberer Quarzkörner darauf zurückzuführen, dass von Osten her, nachdem die böhmische Landmasse seit Beginn des Lias mit dem skandinavisch-russischen Festlande vereinigt worden war, die Abflussverhältnisse gegen das fränkische Liasmeer sich geändert hatten; möglicher Weise hatten im Gebiete dieser Landmassen Hebungen stattgefunden, so dass gegen das Meer hin Abflüsse mit stärkerem Gefälle und grösserer Transportfähigkeit geschaffen wurden. Aber auch schon ein geringes Zurückweichen des Meeres muss ja das Gesamtgefälle der dem Meere zuströmenden Wasserläufe und damit auch deren Transportkraft vergrössern. Aus dem Vorkommen gröberer Quarzkörner in den Arieten-Schichten Frankens, von Ellwangen an gegen Osten, dürfen wir wohl auch für die Südküste der Regensburger Bucht, also für den Nordrand des vindelicischen „Gebirges“, ein Vorrücken gegen Norden zur Zeit der Arieten-Zone annehmen.

Die Hochstufe des unteren Lias und die Tiefstufe des mittleren Lias sind im Keilberger Lias nicht vertreten. Sind die Liassandsteine des Keilbergs in der That Aequivalente der Angulaten- und Arieten-Zone, was ja nur

*) Weder in den Arieten- noch in den Angulaten-Sandsteinen des Keilbergs vermochte ich Dünenschichtung zu erkennen; ich möchte daher der Thätigkeit des Windes, welcher ja in neuerer Zeit immer mehr Einfluss beim Aufbau von Sandsteinen eingeräumt wird, kaum Bedeutung für die Entstehung der Keilberger Lias-Sandsteine beimessen.

nach dem petrographischen Habitus geschlossen worden ist, so ist das Gebiet des Keilbergs und vermuthlich die ganze Regensburger Bucht von der Tuberculatus-Zone bis zum Schluss der Davoei-Zone Land gewesen. *) Damit würde das Vorkommen von Quarzkörnern in den Ablagerungen vom Alter der Tuberculatus- bis Davoei-Schichten in der Gegend des Hesselbergs, von Weissenburg und Freystadt gut in Einklang zu bringen sein. Sowohl der Gesteinscharakter als die kümmerliche Entwicklung des QUENSTEDT'schen Lias β und γ in den benachbarten fränkischen Gebieten weist auf Küstennähe und Küstenschwankungen hin und darauf, dass eine nach Ort und Zeit ungleichmässige Ueberfluthung eines breiten flachen Küstengürtels stattgefunden hat. Strömungen können daneben die Ablagerung mächtigerer Sedimentmassen durch Fortführen der feinkörnigeren Detritusmengen nach Schwaben zu **) verhindert haben.

Auf die Regression nach Ablagerung der Arieten-Schichten und auf die Festlandszeit folgt eine neue Transgression des Meeres in die Regensburger Bucht — von West und Nordwest gegen den Keilberg hin. Zur Zeit der **Amaltheen-Schichten** (cf. p. 143) wird die Regensburger Bucht erfüllt mit thonigen Ablagerungen, in denen Eisenausscheidungen stattfinden, welche heute dort die Rotheisenerzflötzchen und -Oolithe bilden. Jeglicher gröbere Detritus fehlt in den Gesteinen dieses Alters. Benthosthiere — Brachiopoden und Lamellibranchiaten bilden den weitaus überwiegenden Theil der Fauna — bewohnten die Meeresbucht. Keine der vorhandenen Formen kann als Bewohnerin der Tiefsee gedeutet werden. Wir müssen die erzreichen Ablagerungen der Amaltheen-Schichten hier vielmehr als Absätze einer ruhigen Flachsee oder der Bathyal-Region (RENEVIER, HAUG) erklären, d. h. sie sind in einer Tiefe von höchstens 900 m ***) wahrscheinlich (nach den Brachiopoden) in sehr viel geringerer Tiefe — von kaum 100 Faden — entstanden. Ohne die Begleiterscheinungen einer Transgression zu zeigen, fand hier eine Ingression des Meeres (RICHTHOFEN) über ein flaches Landgebiet statt.

Da sowohl Gesteine der Litoralregion wie gröberer terrigener Detritus überhaupt fehlen, müssen wir die Küsten der Regensburger Bucht gegen Norden, Osten und Süden weiter in die böhmisch-vindelische Landmasse vorgeschoben annehmen, als sich die Umgrenzung der Bucht zur Zeit des unteren Lias construiren liess. Die Regenstauer Halbinsel muss auch zur Zeit der Amaltheen-Zonen — wennwohl vielleicht in geringerer Ausdehnung als zur unteren Liaszeit — existirt haben.

Nicht nur im Gebiete der Regensburger Bucht hat ein Landverlust gegenüber den älteren Liaszeiten stattgefunden, sondern im ganzen Gebiet des süddeutschen Jura. Der Mangel an sandigen Sedimenten in den Amaltheen-Schichten, die Anreicherung kalkigen Materials in denselben beweist das. Vom südwestlichsten Schwaben bis zum nördlichsten Franken drang das Meer gegen das

*) Lässt man die hier im Einklang mit GÜMBEL und v. AMMON gebrauchte Altersbestimmung der unteren Sandsteine im Keilberger Lias nicht gelten, so muss man die Transgression des Liasmeeres in der Regensburger Bucht in spätere Zeit, etwa in die der Numismalis- und Davoei-Schichten setzen. Für letztere Ansicht würde die Concordanz zwischen den Amaltheen-Thonen und den Sandsteinen in Anspruch genommen werden können. Eigenartig und nicht ganz leicht einwandfrei zu erklären bliebe dann die der Gesteinsfolge im übrigen fränkischen Unter-Lias ganz parallele Ablagerung von unten feinkörnigen und oben grobkörnigen Sandsteinen.

**) M. NEUMAYR l. c. p. 26, 27 [82, 83] nimmt eine von Norden her durch Franken gegen Schwaben gerichtete Strömung an, um die Häufung thoniger Sedimente in Schwaben zu erklären.

***) E. HAUG: Les Géosynclinaux etc. Bull. Soc. Géol. France (3). Bd. XXVIII. p. 620.

vindelisch-böhmische Land vor; die transgressiven und litoralen Ablagerungen, die hierbei gebildet werden mussten, sind bis auf Spuren in der Bodenwöhrer Bucht der Beobachtung nicht zugänglich. In Schwaben hat das Vordringen und Tieferwerden des Meeres bereits früher begonnen als in Franken, schon zur Zeit der Arieten-Schichten. Der Westausläufer des vindelicischen Landes wurde, von Norden und Westen her vom Meere angegriffen, überfluthet. Damit wurde eine breitere Verbindung mit dem alpinen Liasmeere geschaffen, als deren Folge wir Einwanderungen von Phylloceraten und Lytoceraten während des mittleren Lias zu verzeichnen haben.

NEUMAYR nahm für die Aufhäufung der thonigen Sedimente namentlich in Schwaben eine von Norden her kommende Strömung an, welche fein vertheilten Schlamm aus dem norddeutschen Liasmeere nach (Franken und) Schwaben führte. Der Schlamm sollte von den skandinavisch-norddeutschen Theilen des grossen russisch-skandinavischen Liaslandes herkommen. Dass die thonigen Massen im Lias Süddeutschlands wirklich soweit hertransportirt wurden, sind wir anzunehmen nicht gezwungen. Das böhmisch-vindelische Land mit seinen Hinterländern kann ebensogut die Heimath des Lias-Thonschlammes sein; denn die an der Oberflächengestaltung der skandinavisch-norddeutschen und der böhmisch-vindelischen Partien des grossen Liascontinents theilnehmenden Gesteine werden kaum so sehr verschieden gewesen sein, dass sie unter gleichen topographischen Bedingungen des Meeresbodens im nord- und süddeutschen Lias wirklich tiefgreifend verschiedene Sedimente geliefert hätten. Das Sedimentmaterial der Amaltheen-Thone in der Regensburger Bucht stammte sicher nicht aus dem Norden: auf dem benachbarten Lande lagen wohl noch genug thonige Massen des Keupers und des Rothliegenden, die, in das Meer transportirt, das Material der Amaltheen-Schichten am Keilberg lieferten.

Den Amaltheen-Schichten folgen am Keilberg wie in ganz Schwaben und Franken die Schichten des Oberen Lias, zunächst die **Zone der Posidonomya Bronni**. Am Keilberg ist diese Zone faciell bedeutend wechselnd ausgebildet: unten Schiefer, dann Sandsteine, dann — von der Jurensis-Schicht nicht trennbar — harter Mergelkalk (cf. p. 143, 144).

Die dünnblättrigen, kalkhaltigen, an Schwefelkies reichen, bituminösen Schiefer entsprechen faciell und petrographisch (wenn wir von dem unwesentlicheren Fehlen eingeschalteter Kalkbänke absehen) ganz dem schwäbisch-fränkischen Posidonomyen-Schiefern; sie beherbergen auch eine analog zusammengesetzte, wenn auch ärmlichere Fauna.* Für ihre facielle und bionomische Deutung müssen daher die gleichen Verhältnisse gelten wie für die Posidonomyen-Schiefer des übrigen Frankens und Schwabens.

Lassen wir die Lebewesen der Posidonomyen-Schiefer Schwabens und Frankens Revue passiren, so finden wir in denselben:

Diatomeen (*Pyxidicula*) und Coccolithen,
Hornschwämme**) — *Phymatoderma* —,

*) v. AMMON l. c. p. 34. Für die Fossilien der Posidonomyen-Zone des übrigen fränkischen Jura vgl. die von L. v. AMMON zusammengestellte Liste im GÜMBEL, Frankenjura p. 681—686, und für die Fossilien des schwäbischen Posidonomyen-Schiefer: ENGEL, Geognost. Wegweiser durch Württemberg. 2. Aufl. 1896. p. 189—191.

**) A. ROTHPLETZ (Ueb. d. Flyschfucoiden etc. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 48. p. 905 bis 913) hat nachgewiesen, dass die sogenannten Fucoiden der Posidonomyenschiefer, *Algucites*

- Seeigel — sehr selten, *Diademopsis crinifera* QUENST. sp. und Stacheln zweier anderen Formen —,
 Crinoideen — *Pentacrinus (Extracrinus)* —,
 Brachiopoden — sehr wenige Formen —,
 Lamellibranchiaten — von den 16—18 Arten sind nur *Posidonomya Bronni*, *Pseudomonotis substriata*, *Inoceramus dubius* und allenfalls noch *Pecten contrarius* häufig, die übrigen Formen sind zumeist Raritäten —,
 Gastropoden — sehr wenige Formen, selten —,
 Würmer — äusserst selten —,
 Cephalopoden — Ammoniten, Belemniten und Chondrophorideen sehr häufig —,
 Crustaceen — sehr wenige Arten in wenigen Individuen,
 Fische — häufig, Selachier, viele Ganoiden, Teleostier,
 Reptilien — Ichthyosaurier, Plesiosaurier, Crocodilia (*Mystriosaurus*, *Pelagosaurus*). —

Neben solchen Meeresbewohnern kommen in den Posidonomyenschiefern gewissermassen als accessorische Bestandtheile des Fossilinhalts Reste typischer Landbewohner vor, denen für die Deutung der Faciesverhältnisse hier ein nicht geringer Wert inne wohnt:

- Landpflanzen — Cycadeen, Coniferen —,
 Insekten — Coleopteren —,
 Reptilien — Pterosaurier (*Campylognathus*, *Dorygnathus*). —

In der marinen Fauna herrschen Nekton-Thiere, die Saurier, Fische, Belemnoideen und Chondrophoren benthonisch lebende Thiere treten ganz entschieden zurück. Letzteres gilt mit drei — mehr nur scheinbaren — Ausnahmen. Die erste der Ausnahmen bilden die Lamellibranchiaten: *Posidonomya Bronni* und *Pseudomonotis substriata* kommen in Millionen von Individuen vor, — aber *Posid. Bronni* ist keineswegs gleichmässig auf alle Lagen vertheilt, sondern wirklich häufig nur immer in engbegrenzten Schichten (am Keilberg ist sie eine sehr grosse Rarität); *Pseudom. substriata* ist fast ausschliesslich an kalkige Zwischenlagen der Schiefer gebunden. Beide Arten — und ähnlich auch der hauptsächlich in jüngeren Lagen häufigere *Inoceramus dubius* — lassen nach ihrem Vorkommen auf wechselnd günstige Lebensbedingungen schliessen. *Pecten contrarius* kommt ebenfalls nur in einzelnen (jüngeren) Lagen häufiger, nicht gleichmässig vertheilt, vor. Die Lamellibranchiaten überhaupt bilden keinen gleichbleibenden Bestandtheil der Fauna der *Posidonomya Bronni*-Zone, sie müssen für die Beurtheilung der bionomischen Verhältnisse mit besonderer Vorsicht benutzt werden. Die Ammoniten sind die zweite Ausnahme: Das Ammonithier zwar ist als benthonisch am Grunde des Meeres lebend zu betrachten; damit ist aber keineswegs bewiesen, dass das Thier in jedem Falle dort gelebt haben muss, wo wir heute seine fossile Schale finden. Die Ammonitenschale konnte nach dem Tode des Thieres, nach der Verwesung des Weichkörpers, planktonisch werden und — in Folge von Verletzungen — an Stellen auf den Meeresboden sinken,

granulatus, *Chondrites bollensis*, Hornschwämme — *Phymatoderma* — sind. Gleichzeitig wies ROTHPLETZ das Vorkommen von Diatomeen und Coccolithen nach. GÜMBEL (Frankenjura p. 78) glaubt auch Foraminiferen und Radiolarien erkannt zu haben.

die gar nicht der Lebenswohnsitz des betreffenden Thieres waren. So vorzügliche Leitfossilien die Ammoniten sind, so wenig sind sie ohne weitere Cautelen für Faciesbestimmungen verwerthbar. Als weitere Ausnahme schliesslich haben die Crinoideen (*Pentacrinus* und *Extracrinus*) zu gelten. Die heute lebenden Pentacrinen sind Benthosthiere, für die Formen des Posidonomyen-Meeres hat E. FRAAS*) darauf aufmerksam gemacht, dass sie pseudoplanktonisch an Treibholzstämme geheftet**) gelebt haben mögen.

Für die Beurtheilung der bionomischen Verhältnisse bleiben also: wenige Benthosbewohner, zahlreiche Nektonthiere und ferner Landbewohner übrig. Beachtenswerth ist das Verhalten der benthonischen Thiere in Bezug auf die vertikale, zeitliche Vertheilung. In den unteren Schichten, in den „Seegrasschiefern“ der schwäbischen Geologen, herrschen die Hornschwämme vor, daneben kommen noch verschiedene Relikten der Mittel-Liasfauna vor: Brachiopoden [*Spiriferina villosa* QU., *Rhynchonella* cf. *amalthei* QU., *Waldheimia* cf. *cornuta* Sow. und cf. *subdigona* OPP.], *Plicatula spinosa* Sow., *Diademopsis crinifera* QU. sp. (Ammoniten sind hier noch selten, häufiger kommen Belemniten und Chondrophoren vor und daneben Saurierreste.) Hier in den unteren Schichten haben wir also ein noch ziemlich vielgestaltiges benthonisches Leben. In den darauffolgenden Lagen (im Mittel-ε der schwäbischen Geologen) ist die Verschiedenartigkeit der Benthosthiere nicht mehr so gross: *Posidonomya Bronni* tritt in mehreren getrennten Lagen auf, in einer der höheren Lagen wird *Inoceramus dubius* häufiger, in kalkigen Zwischenschichten die *Pseudomonotis substriata*, die Ammoniten werden häufiger, zahlreich sind dagegen Fische, Saurier und die übrigen Nektonthiere in nahezu allen Lagen. Bemerkenswerth ist es, dass die grossen subangularen *Pentacrinus*-Arten mit ihren mehr als 10 m langen Stielen unmittelbar über den „Seegrasschiefern“, also im untersten Theile des „Mittel-ε“ liegen. In den obersten Lagen stellen sich von Benthosformen *Discina papyracea*, *Pecten contrarius* wieder in einzelnen Lagen häufiger ein, die Pentacrinen der *Briareus*-Gruppe treten häufiger auf, und viele Ammoniten neben Nektonthieren; gegen die Grenze zu den Jurensis-Schichten hin kehren die Hornschwämme wieder zurück.

Gegenüber den an typischen Benthosthieren (Brachiopoden, Schnecken, Muscheln in sehr vielen Arten) sehr reichen Amaltheen-Schichten des mittleren Lias sehen wir, dass in den Schichten der Bronni-Zone die Benthosthiere zurückgedrängt werden, die einförmiger gewordene benthonische Fauna zeigt in der mittleren und oberen Abtheilung der Bronni-Zone Schwankungen und Unterbrechungen in Bezug auf ihre Antheilnahme an der Gesamtzusammensetzung der Fauna. Gegenüber den bionomischen Verhältnissen der Amaltheen-Zeit müssen einschneidende Veränderungen die stark abweichenden faunistischen Verhältnisse im Meere der Bronni-Zone hervorgerufen haben.

Welcher Art waren diese Veränderungen? Sind die Posidonomyen-Schiefer Ablagerungen der Tiefsee, in abyssischen Tiefen gebildet? Dafür ist kein Beweis beizubringen. Die *Pentacrinus*-Arten, welche heute zumeist allerdings in grösseren Tiefen leben, können, selbst wenn die grossen subangularen Formen der Bronni-

*) E. FRAAS: Die Entstehungszeit des Lias-ε in Schwaben. Jahresh. d. Verf. f. vaterländ. Naturk. in Württemberg. 1901 p. LXVIII.

**) An *Harpor. Lythense* geheftet, resp. an Treibholzstücken kommen Austernschalen vor, die auch als nachträglich verfrachtet aufzufassen sind, resp. so aufgefasst werden können.

Zone, deren Wurzelenden und Art der Anheftung meines Wissens noch nicht bekannt sind, nicht pseudoplanktonisch lebten, kaum als Beweis für den Tiefseecharakter der Posidonomyen-Schiefer gelten, denn lebende Pentacriniten wurden schon in Tiefen von nur 80 Faden gefischt. Wenn die in den heutigen Meeren lebenden Verwandten der jurassischen Eryoniden auch in grossen Tiefen gefunden werden,*) so ist damit *Eryon Hartmanni* v. MEY. ebensowenig als Tiefseeform erwiesen, wie die *Eryon*-Arten der Solnhofener Schiefer. Aus den dünnen Schalen der Lamellibranchiaten kann man nur auf ruhigeres, wenig bewegtes Wasser schliessen. Die Hornschwämme sind sicher keine Tiefseebewohner.

E. FRAAS**) nimmt an, dass untermeerische vulkanische Exhalationen, etwa Solfataren, das Wasser im Posidonomyen-Schiefer-Meere vergifteten und die Benthosbewohner allmählich verdrängten, dass als weitere Folge, da schliesslich keine niederen Thiere mehr am Boden des Meeres lebten, welche die niedergesunkenen Leichen von Nekton-Thieren aufarbeiten konnten, die Anhäufung von Bitumen sich ergab. Es klingt das ganz plausibel — aber in Solfataren pflegt man das Ausklingen vulkanischer Thätigkeit zu sehen. Aus mesozoischer Zeit kennen wir in Süddeutschland und den benachbarten Gebieten keine Spur vulkanischer Erscheinungen, und die Eruptivthätigkeit des jüngeren Palaeozoicum in Süddeutschland liegt doch wohl zu weit zurück, als dass sie noch zur Zeit des oberen Lias Solfatarenbildungen im Gefolge gehabt hätte. Eigenartig und schwer zu erklären wäre es, warum die Solfatarenwirkungen gerade nur auf die Zone der Posidonomyen-Schiefer beschränkt blieben.

Wenn es sich nun nicht als zwingend ergibt, den Nachhall vulkanischer Thätigkeit als die Ursache der eigenartigen bionomischen Verhältnisse und Veränderungen des *Posidonomya-Bronni*-Meeres anzunehmen, was denn anders war der Grund für das Zurückweichen der Benthosthiere jener Zeit in den Meeren Schwabens, Frankens und der benachbarten Gebiete mit den gleichen Erscheinungen?

Suchen wir unter den heutigen Meeren nach Analogien, so glaube ich, dass vor allen Dingen das Schwarze Meer zum Vergleich herangezogen werden kann. ANDRUSSOW***) schilderte jüngst die faciellen und bionomischen Verhältnisse des Pontus. Im Schwarzen Meere fehlt heute — abgesehen von dem Litoral- und Seichtwassergebiet — benthonisches Thierleben ganz, reichlich ist dagegen nektonisches und planktonisches Leben nahe der Oberfläche vorhanden. Die Gründe für diese Erscheinung liegen in der durch die geographische Abgrenzung bedingten Art der Communication des Schwarzen Meeres mit dem Mittelmeer und in dem sehr reichen Zufluss von Süsswasser. Das schwarze Meer hat eine ca. 125 Faden mächtige Oberflächenschicht von geringerem Salzgehalt und geringerer Dichte, als sie das Wasser der Tiefe besitzt. Das sich jährlich erneuernde Oberflächenwasser entstammt zum grössten Theil den Süsswasserzuströmungen. Das dichtere Tiefenwasser steht nur durch einen vom Mittelmeer kommenden Unterstrom mit dem salzreicheren Marmara- und Aegäischen Meere in Verbindung und braucht zu seiner Erneuerung ca. 1700 Jahre. Infolge des grösseren Salzgehaltes und grösserer Dichtigkeit des Tiefenwassers, zeigt das Schwarze Meer nur äusserst geringe

*) cf. C. CHUN, Aus den Tiefen des Weltmeeres. 1900. p. 501.

**) Ich entnehme diese Ansicht FRAAS' dem Bericht über den p. 180 Note * citirten Vortrag. Prof. FRAAS theilte mir kürzlich mit, dass das Referat seine Ansichten nicht präcis genug wiedergibt.

***) cf. N. ANDRUSSOW, La mer noire. Guide des excursions du VII congrès géologique international. St. Pétersbourg, 1897. Nr. XXIX.

Vertikalströmungen; nur bis zur Tiefe von 125 Faden finden sie statt, und nur bis zu dieser Tiefe ist daher in genügender Menge Sauerstoff für animalisches Leben vorhanden. Das nur durch einen Unterstrom gespeiste Tiefenwasser des Schwarzen Meeres, welches sich wegen seiner durch höheren Salzgehalt bedingten grösseren Dichte mit dem Oberflächenwasser nicht mischt, entbehrt der für animalisches Leben nothwendigen Sauerstoffmengen. In der Tiefe von etwa 100 Faden machen sich im Schwarzen Meer Ausscheidungen von Schwefelwasserstoff bemerkbar: 33 ccm auf 100 Liter Wasser; nach der Tiefe zu wächst die Schwefelwasserstoffmenge schnell: 570 ccm bei 500 Faden, weiter nach unten nimmt sie dann langsamer zu. Die Ausscheidung von H_2S erfolgt nach ANDRUSOW durch Mikroben (Sulfobakterien), besonders durch *Bacterium hydrosulfuricum ponticum*, aus abgestorbenen Thierresten des Nekton und Plankton und zum Theil auch aus Sulfaten. Hand in Hand mit der Ausscheidung und Anreicherung von H_2S geht die Verminderung der Sulfate im Meerwasser, die Ausscheidung von Carbonaten und von FeS .

Die constante, specifisch leichtere Deckschicht über dem dichteren, salzreicheren Tiefenwasser, der Mangel an Sauerstoff und die Ausscheidungen von H_2S in der Tiefe bedingen also im Schwarzen Meere die ihm eigenen bionomischen Verhältnisse, das Fehlen von Benthosthieren unterhalb der 100-Fadenlinie. [In der Litoral- und Seichtwasser-Zone ist dort benthonisches Leben vorhanden; in den Tiefen zwischen 35 und 100 Faden, in der Zone des „Modiola-Schlammes“ kommen neben *Modiola phaseolina* eine ganze Menge von Muscheln und Schnecken vor.]

Die Sedimente des Schwarzen Meeres sind: 1. im Litoral und bis zur Tiefe von etwa 20 Faden Aufschüttungen von sandigem Detritus, 2. bis zur 100-Fadenlinie graublauer, klebriger Schlamm, zwischen 35 und 100 Faden reich an *Modiola phaseolina* etc., 3. in grösseren Tiefen ist der Boden bedeckt a) mit sehr zähem, klebrigem, „schwarzem Schlamm“, mit reichlichen Ausscheidungen von FeS , zahlreichen Resten von planktonischen Diatomeen und mit Bruchstückchen von ganz jungen Muschelschälchen (von planktonisch verbreiteten Jugendformen), b) mit „dunkelblauem Schlamm“; FeS ist hier in geringeren Mengen vorhanden, reichlicher sind Ausscheidungen von feinstkörnigem $CaCO_3$, welche zuweilen kleine, dünne Bänke bilden, häufig sind auch Skelete pelagischer Diatomeen.

Dürfen in der That die im Schwarzen Meere herrschenden Verhältnisse als Parallelerscheinungen zu denen der Posidonomyen-Schiefer mit den diesen eigenen faunistischen Erscheinungen gelten?

In beiden Fällen ist reichliches nektonisches Leben vorhanden. Wie im Schwarzen Meer planktonische Organismen in Menge leben, so fehlte wohl auch dem Meere der Bronni-Zone das Plankton nicht; zum Mindesten weisen die Diatomeen und Coccolithen darauf hin. Wenn auch in den Posidonomyen-Schiefen die Benthosthiere nicht vollkommen fehlen, wie heute im Schwarzen Meere unterhalb der 100-Fadenlinie, so treten sie in Bezug auf Artenreichtum doch stark zurück, und zu vielen Malen werden sie aus dem Bereich der Zone, in welcher das uns zugängliche Schiefermaterial abgesetzt ist, ganz verdrängt.

Das Gestein der Posidonomyen-Schiefer lässt, wenn wir von dem sehr wechselnden Bitumengehalt absehen, den Vergleich mit Sedimenten des Schwarzen Meeres auch zu: graublaue, dunkelgraue bis schwärzliche Schiefer von äusserst

feinem Korn. Sie sind reich an kohlenurem Kalk, verhältnismässig sehr arm an Thon, reich an Schwefelkies. Hier, wie in den Sedimenten des Schwarzen Meeres, unterhalb der Seichtwasser-Zone, fehlt jeglicher gröbere terrigene Detritus. Die Ausscheidung von FeS_2 in den Posidonomyen-Schiefern ist vielleicht nur eine Fortsetzung des Processes, der im Schwarzen Meere zur Bildung von FeS führte — chemisch ist das gut möglich. Die fossilereen oder -armen „Stinkkalklinsen und -bänke“ der Bronni-Zone haben in Sedimenten der grösseren Tiefe des Schwarzen Meeres vermuthlich in den dünnen Kalklagen ihr Analogon.

Herrschten im mitteleuropäischen, speziell im süddeutschen Bronni-Meere, ähnliche bionomische Verhältnisse wie heute im Schwarzen Meere — und das lässt sich nach den faunistischen Verhältnissen annehmen —, so müssen natürlich gleiche oder wenigstens ähnliche Grundbedingungen dafür vorhanden gewesen sein.

Gibt es Anzeichen dafür, ob das süddeutsche Bronni-Meer, ähnlich wie das heutige Schwarze Meer, eine Decke von salzärmerem, specifisch leichterem Wasser über dichterem, salzreicherem Tiefenwasser trug? Reicher Zufluss von Süsswasser hat höchster Wahrscheinlichkeit nach stattgefunden. Zahlreich genug wurden Landpflanzenreste gefunden; die in Kohle verwandelten Treibholzstämme kann man in Berg bei Neumarkt auf ganz engem Raum zu Hunderten bei einander finden; einzelne Schichtflächen im Schiefer bei Irbach sind dicht bedeckt mit zahllosen Resten macerirter Landpflanzen. Das erlaubt sehr wohl die Annahme reichlichen Zuströmens von Süsswasser*) und — allerdings nur unter bestimmten geographischen Bedingungen — die Bildung einer specifisch leichteren Deckschicht über dichterem Tiefenwasser, als deren Folge Sauerstoffarmuth in der Tiefe und vielleicht auch Ausscheidungen von Schwefelwasserstoff mit ihrer tödtenden Wirkung auf das benthonische Thierleben angenommen werden könnten.

Für die heute im Schwarzen Meere herrschenden Verhältnisse sind bedingend die geographische Umgrenzung und die Art der Communication mit dem Mittelmeer. Lassen sich für das mitteleuropäische Meer der Bronni-Zone grosse umgebende Festlandsmassen, geringe Communication mit anderen Liasmeeren annehmen, d. h. wenn auch nicht gleiche, so doch wenigstens ähnliche Grenzverhältnisse wie heute beim Schwarzen Meer? Noch existirte der grosse eurasische Continent, dessen Westausläufer von Skandinavien über das östliche Norddeutschland, bis über Böhmen gegen Süden hinaus die Ostgrenze des Bronni-Meeres bildete. Genaueste Küstenlinien zu ziehen, ist hier heute nicht wohl möglich, doch in den Gebieten der böhmisch-bayerischen Grenzgebirge finden wir in den Posidonomyen-Schichten der Bodenwöhrer Bucht so reichlich sandiges Material, dass die Küste nicht fern sein konnte, und auch am Keilberg stellen sich Sandsteine ein. Die Verbindung mit dem vermuthlich existirenden arktischen Liasmeere kann nur eine schmale Shetlandstrasse gewesen sein. Von Westen her schob sich der grosse nordamerikanische Continent weit vor, seine Küstenregionen sind über Irland, Wales, Cornwall, die Normandie und Bretagne nach Süden hin als die Westküsten des Bronni-Meeres erkennbar. Gegen Südosten war die vindelicische Landmasse noch nicht durchbrochen und sie trennte noch wie bisher

*) Der Reichthum an Ganoiden lässt sich wohl ähnlich deuten.

das süddeutsche vom nordalpinen Meer, wenn die Nordküste der Halbinsel auch wohl nach Süden gedrängt war. Dass die vindelicische Landmasse oder Halbinsel noch nicht vernichtet war, das beweisen in Schwaben die Vorkommnisse von Flugsauriern und ferner von Mystriosauriern, die doch kaum hochpelagische Thiere waren, dafür sprechen ausserdem die in Schwaben ebenso wie in Franken weit verbreiteten Sandsteine des unteren Dogger. Weiter gegen Süden und Südwesten hin sind die Grenzen und die Trennungsschranken gegen das alpin-mediterrane Meer noch zu sehr diskutabel, als dass hier sichere Schlüsse gezogen werden könnten. Es würde hier auch zu weit führen, alle die Gründe für oder gegen die Existenz von Landmassen zwischen dem Schweizer Jura und den Alpen (die Fortsetzung der vindelicischen Halbinsel?), in den Westalpen, im Gebiete des Centralplateaus und den Pyrenäen zu untersuchen und die Grenzen solcher Landmassen festzulegen. Sicherlich war aber das mitteleuropäische Meer der Bronni-Zone nicht so weit von dem mediterranen Liasmeer abgeschnürt, wie das Schwarze Meer es heute vom Mittelmeer ist, und sehr wahrscheinlich stand es nicht nur mit dem Mittelmeer allein in Verbindung. Aber — ob zur Herausbildung der physikalischen und bionomischen Bedingungen, wie sie heute im Schwarzen Meere herrschen, unbedingt nur die heute zwischen dem Mittelmeer und dem Pontus existirenden Beziehungen führen können? Vielleicht konnten im mitteleuropäischen Meere der Bronni-Zone die gleichen Bedingungen erzielt werden durch submarine Barren, welche die Communication der Tiefenwässer zwischen dem mediterranen und mitteleuropäischen Meer zu einer behinderten, verlangsamten machten, während von den im Osten und Westen liegenden Continentalmassen ebenso wie von der grossen Ardennen-Insel sehr reiche Zufuhr von Süswasser stattfand, welche die Oberflächenschicht salzärmeren Wassers lieferte.

Im Jura Süddeutschlands, im Schweizer Kettenjura und in den Juragebieten des nördlicheren Frankreich sind in der Bronni-Zone die Verhältnisse, welche zu einem Vergleich mit dem Schwarzen Meere herausfordern, am stärksten und gleichmässigsten ausgeprägt. Durch die grosse niederrheinische und Ardennen-Insel, deren Erstreckung gegen Osten, dem böhmischen Festlande zu, wohl nicht zu gering angenommen werden darf, ferner durch das vindelicische „Gebirge“ (und seine Fortsetzung gegen Südwest über den Bodensee hinaus?), durch die Insel des Centralplateaus war das Meer hier zwischen den grossen östlichen und westlichen Continentalmassen bis auf relativ enge Strassen im Norden, Nordwesten und Südwesten abgeschnürt, und hier konnten sich am ehesten bionomische Verhältnisse, ähnlich denen des Schwarzen Meeres, herausbilden. [Ganz selbstverständlich waren die Lebensbedingungen nicht in der ganzen Ausdehnung dieses Bronni-Meeres die gleichen, ebensowenig wie das heute im Schwarzen Meere der Fall ist. Es wäre eine werthvolle Arbeit, die faunistischen und petrographischen Verhältnisse im ganzen Gebiete der Posidonomyen-Schiefer detaillirten vergleichenden Studien zu unterwerfen,*) um durch eine solche Studie Schritt für Schritt an der Hand von Faunen- und Faciesänderungen wirklich einmal einen Beitrag zur Palaeogeographie und zur Meereskunde der Vorzeit zu liefern, der mehr enthielte als die häufig recht weitdeutigen Sätze, mit denen man sich heute meistens begnügen muss.]

*) Der Versuch, welchen A. R. C. v. WURSTENBERGER (Ueber Lias Epsilon. Diss. Tübingen 1876) anstellte, genügt für genauere Resultate nicht.

Wenn ich auch keineswegs läugnen will, dass gegen die hier vorgenommene Parallele des Bronni-Meereres mit dem heutigen Schwarzen Meere Bedenken — namentlich in Bezug auf die Art der Umgrenzung des Bronni-Meereres — erhoben werden können, so halte ich doch die Annahme für berechtigt, dass die faunistische Eigenart der Posidonomyen-Schiefer, welche fraglos eine bestimmte Reaktion der Lebewesen auf besondere Lebensbedingungen ausdrückt, kaum erfolgreicher mit den Verhältnissen anderer recenten Meere in Vergleich zu stellen ist. Das Meer der Posidonomyen-Schiefer kann — bis treffendere Vergleiche gefunden sind — als ein liasisches „Schwarzes Meer“ betrachtet werden.

Ob nun wirklich die Lebensbedingungen im süddeutschen Meere der Bronni-Zone sich vollkommen analog dem Schema des heutigen Schwarzen Meeres deuten lassen oder nicht, so herrschten damals wenigstens insofern analoge Verhältnisse, als die Tiefen des Bronni-Meereres zu arm an Sauerstoff wurden, um benthonisches Leben gleichmässig an allen Orten und zu allen Zeiten floriren zu lassen. Möglicher Weise spielten dabei auch (unter Mitwirkung von Mikroben) Ausscheidungen von Schwefelwasserstoff mit ihren Folgeerscheinungen eine Rolle.*) Ein — aber wohl ein geringfügigerer — Unterschied gegenüber den Verhältnissen des Schwarzen Meeres fällt auf. Die Zerstörung der Leichen (planktonischer und) nektonischer Thiere ging im Bronni-Meere Süddeutschlands nicht so weit wie im Schwarzen Meer. Oft genug sind noch Reste von Weichtheilen der Ichthyosaurier und Chondrophoren im Posidonomyen-Schiefer erhalten. Der Reichthum der Schiefer an Bitumen, die Folge einer unvollkommenen Verwesung bei unzureichender Sauerstoffmenge, zeugt ebenfalls von unvollständiger Aufarbeitung der Leichen. Entweder wurden die todten Leiber vom Schlamm verhüllt, ehe die Mikroben ihre Zerstörungsarbeit vollendet hatten, oder es waren nicht genug solcher Zerstörer da, oder schliesslich konnte auch die Masse der Nektonthiere eine übergrosse sein. Schwerwiegend, die Aehnlichkeit mit dem Schwarzen Meere negirend, kann das nicht genommen werden. [KOKEN (Vorwelt p. 333) lässt Ströme zeitweilig gewaltige Massen von Schlamm in die Buchten der mässig tiefen und mässig bewegten See transportiren, welche theils die festsitzenden Thiere schnell tödteten, theils die abgestorbenen schnell verhüllten. GÜMBEL (Frankenjura p. 393) spricht bei den Posidonomyen-Schiefern von „trübem, schlammigem Meerwasser.“ Beide Annahmen bedingen reiches Zuströmen von Süsswasser.]

War das mitteleuropäische, speziell das süddeutsch-schweizerisch-französische Meer der Bronni-Zone ein liasisches „Schwarzes“ Meer, so erhalten wir für die an Benthosthieren, besonders an Lamellibranchiaten, reichen Schiefer Tiefen, die etwa denen des „Modiola-Schlammes im Pontus gleichzusetzen sind, Tiefen von höchstens 100 Faden. Die Benthos-leeren Schieferlagen repräsentiren dann grössere Tiefen, ohne dass es wohl nöthig ist, für die uns erhaltenen schmalen Zonen in

*) Ausscheidungen von H_2S (und die Bildung von Sulfiden) sind nicht an Verhältnisse des Schwarzen Meeres allein gebunden. H_2S kommt in vielen Sedimenten vor, im „Blauschlamm“, im Hafenschlamm, in schlammigen Buchten nahe der Küste, in nahezu allen terrigenen Sedimenten (WALTHER: Einleitung in die Geologie der historischen Wissenschaft p. 157), aber diese meist geringfügigeren Mengen von H_2S scheinen von keinem besonderen Einfluss auf die Benthos-Organismen zu sein. Ausscheidungen von FeS_2 als Folgeerscheinung der Zersetzung von Organismen sind nach dem häufigen Gebundensein von FeS_2 an Fossilreste zu allen Zeiten ganz gewöhnliche Erscheinungen gewesen.

Schwaben und Franken Tiefen anzunehmen, welche den grössten des Schwarzen Meeres — bis über 1200 Faden — gleich kamen. Der Wechsel von Benthosleeren und Benthos-haltigen Schieferen ergibt: Anfangs allmähliches Tieferwerden des Meeres, dann mehrfaches Schwanken der Tiefe, schliesslich, beim Uebergang zur Jurensis-Zeit, wieder Flacherwerden des Meeres in Schwaben und Franken.

Kehren wir nach diesen etwas langen Auseinandersetzungen wieder in das Gebiet von Regensburg zurück.

Die Posidonomyen-Schiefer am Keilberg mit ihrer kleinen Zahl von Benthosformen (*Ammoniten*, *Inoceramus dubius* und „Fucoiden“ = Hornschwämme) erlauben die Annahme, dass auch hier die Lebensbedingungen des heutigen Schwarzen Meeres in der Nähe der 100-Fadenlinie herrschten. Die schlammigen Absätze des Meeres sind am Keilberg übrigens thonreicher wie im Allgemeinen in Franken und Schwaben. In der Tegernheimer Schlucht und beim Dorf Keilberg (v. AMMON l. c. p. 12) sind die grauen und weisslichen, gebleichten Schiefer fast Schieferthone. Ein sicherer Schluss auf die Entfernung der Küste lässt sich daraus natürlich nicht ziehen. Nur verhältnismässig kurze Zeit — etwa nur während der ersten Hälfte der Bronni-Zone*) — währten diese Verhältnisse hier, dann wurden die Schiefer durch Ablagerungen von größerem terrigenem Detritus verdrängt, durch die Sandsteine mit *Dactyloceras commune* (p. 144). Sie repräsentiren die Küstenfacies der mittleren und jüngeren Schieferlagen Frankens und Schwabens und entsprechen den Sedimenten, welche heute im Schwarzen Meere bis zur Tiefe von 25 Faden zur Ablagerung gelangen. Auffallend ist es, dass bei der Schacht- abteufung beim Dorfe Keilberg diese oberen Lias-Sandsteine nicht angeschnitten wurden (cf. v. AMMON l. c. p. 12). Ist das Fehlen der Sandsteine dort nicht etwa auf tektonische Gründe zurückzuführen (die Nachprüfung ist heute nicht gut möglich), so würde das bedeuten, dass die Sandsteine in einer zwischen Irlbach und dem Ausgang der Tegernheimer Schlucht gegen Osten vorgebogenen Küsten-Zone abgelagert wurden, dass die Gegend des Dorfes Keilberg bereits westlich von dieser Zone lag. Der über den Posidonomyen-Schiefern lagernde Sandstein zeigt eine Regression des Meeres in der Regensburger Bucht von Ost gegen West an.

Gegen **Schluss der Bronni-Zeit** und während des grössten Theiles der **Jurensis-Zone** wurden mergelige Kalke (mit *Coeloceras crassum* und *Lytoceras jurense* etc.) im Gebiet des Keilbergs abgelagert: ein abermaliger Facieswechsel (p. 144). Terrigener Detritus tritt wieder zurück, wenn auch der Thongehalt, reichliche Mengen von feinsandigem Detritus und das Vorkommen von abgerundeten Quarzkörnchen, falls diese letzteren nicht von Organismen verschleppt sind, die Zufuhr von Sinkstoffen des Landes noch deutlich erkennen lassen. Das Vorkommen von Oolithen, welche hier bei vorschreitender Verwitterung und Zersetzung des Gesteins theilweise zu secundären Brauneisenoolithen geworden sind, lässt sich wohl ebenso für eine Flachseebildung resp. Ablagerung in der Küstennähe deuten, wie das L. VAN WERVEKE**) für die oolithischen Eisenerze in Lothringen und Luxemburg neuerdings wieder auseinandergesetzt hat. Eine reiche benthonische Fauna, in welcher Ammoniten fast allein herrschen, siedelte sich an. Austernreste, an Ammonitenschalen geheftet, deuten auf ein noch seichtes Meeresbecken hin, auf die Flachsee, wenn auch eine positive Verschiebung der Strandlinie und damit wieder ein Vor-

*) Stratigraphisch lässt sich das nicht genau begrenzen.

**) Bericht üb. d. 34. Versammlung d. Oberrhein. Geol. Vereins in Diedenhofen 1901. p. 19—36.

dringen des Meeres gegen Osten angenommen werden muss. Die geringe Reichhaltigkeit der Fauna findet ihre Begründung in der eintönig gewordenen Fauna des Bronni-Meeres, aus welcher sie hervorging. Der Zuzug neuer Formen, theils aus dem norddeutschen Meere (die meisten der Harpoceraten), theils aus dem Mediterrangebiet (*Lytoceras* und in ganz beschränktem Maasse auch *Phylloceras*) war vorläufig noch ein geringer.

Die Ausbildung massiver Kalkbänke in der Jurensis-Zone ist etwas ungewöhnliches; im Allgemeinen herrschen in der Jurensis-Zone Süddeutschlands Mergel mit eingeschalteten Kalkbänken oder Kalkknollen vor. Die Sedimentbildung im Regensburger Gebiet war eine gleichmässiger als sonst in Franken und Schwaben, ohne öfteren Wechsel zwischen kalk- und thonreicheren Lagen, die Zufuhr thonigen Materials war keine schwankende; die Zufuhr und Ausscheidung von Eisenverbindungen war eine geringe.

In den sandigen, schiefri gen **Aalensis-Mergeln** (mit Thoneisensteinknollen und Brauneisensteinausscheidungen) (p. 147) ist wieder reichlichere Zufuhr schlammig-sandiger mechanischer Sedimentstoffe ausgedrückt. Damit wird es nicht nothwendig, eine wesentliche Veränderung der Küstenlinien im Regensburger Gebiet anzunehmen. Für die abermalige Aenderung des petrographischen und faciellen Charakters genügt ein Vorschieben der feinkörnigen Sedimentstoffe in das Meer hinaus etwa so, wie heute ein grösserer Fluss unter günstigen Bedingungen des Meeresbodens und passenden Strömungsverhältnissen sein — submarines — Delta weiter und weiter vorzuschieben vermag, ohne dass sonst wesentliche Veränderungen im ganzen zugehörigen Küstengebiet nothwendig sich abspielen müssen. Wir kämen damit zu der Möglichkeit, in der Regensburger Bucht während der Aalensis-Zeit ein Flacherwerden des Meeres als Folge von Detritus-Anhäufungen anzunehmen, in der Regensburger Bucht; denn nichts spricht gegen das Fortbestehen der Regenstauer Halbinsel ebenso wie der Vindelicischen Halbinsel.

Die Annahme einer noch am Schluss der Liaszeit existirenden Regenstauer Halbinsel könnte bestritten werden: Das Gebiet der angenommenen Regenstauer Halbinsel war zum Theil mit Gesteinen des Keupers bedeckt; es kann also schon während der jüngeren Triaszeit kaum ein hohes Bergland gewesen sein. Dass eine solche — dazu noch wenig ausgedehnte — Landmasse durch die ganze Liaszeit der Denudation ebenso wie dem mehrfachen Andrängen des Meeres Stand gehalten hat, ist auffallend. Das Fehlen des ganzen Lias bei Regenstau ebenso wie weiter nördlich bei Rappenbügl, wo der Eisensandstein des Doggers über dem Keuper liegt,*) und das wahrscheinliche Fehlen der Posidonomyen-Schiefer noch weiter nördlich — bei Bubach — lässt die Annahme einer, wenn auch nach Westen hin vielleicht nicht mehr weit in das Meer vorragenden Regenstauer Halbinsel aber doch als gerechtfertigt erscheinen.

Und die vindelicische Halbinsel? Ausser den Sandsteinen mit *Dactyloceras commune* am Keilberg kennen wir seit der Tiefstufe des Mittellias im ganzen südlichen Frankenjura kein Sediment, welches die Küstennähe der vindelicischen

*) Der Lias müsste denn, falls er in marinen Gesteinen zur Ablagerung gekommen wäre, durch Ueberschiebung von Dogger und Malm über Lias und krystalline Gesteine (bei Regenstau) oder durch dicht bei einander liegende Staffelbrüche (bei Rappenbügl) und entsprechend weit vorgeschrittene Denudation (an beiden Lokalitäten) von der Antheilnahme an der Oberflächenzusammensetzung dieser Gebiete ausgeschaltet worden sein — und dafür sind keine Beweise zu finden.

Halbinsel direct beweist. Aber aus der Verbreitung der sandigen Sedimente im unteren Dogger (Murchisonae-Schichten) durch Franken und den ganzen schwäbischen Jura ist doch wohl der Schluss zu ziehen, dass während des Oberen Lias die vindelicische Halbinsel noch nicht vollkommen überfluthet war, wenn wohl man ihren Nordrand um ein beträchtliches gen Süden zurückgedrängt annehmen muss. Das sehr zweifelhafte – nicht erwiesene Vorkommen vom Lias bei Münster (Gegend

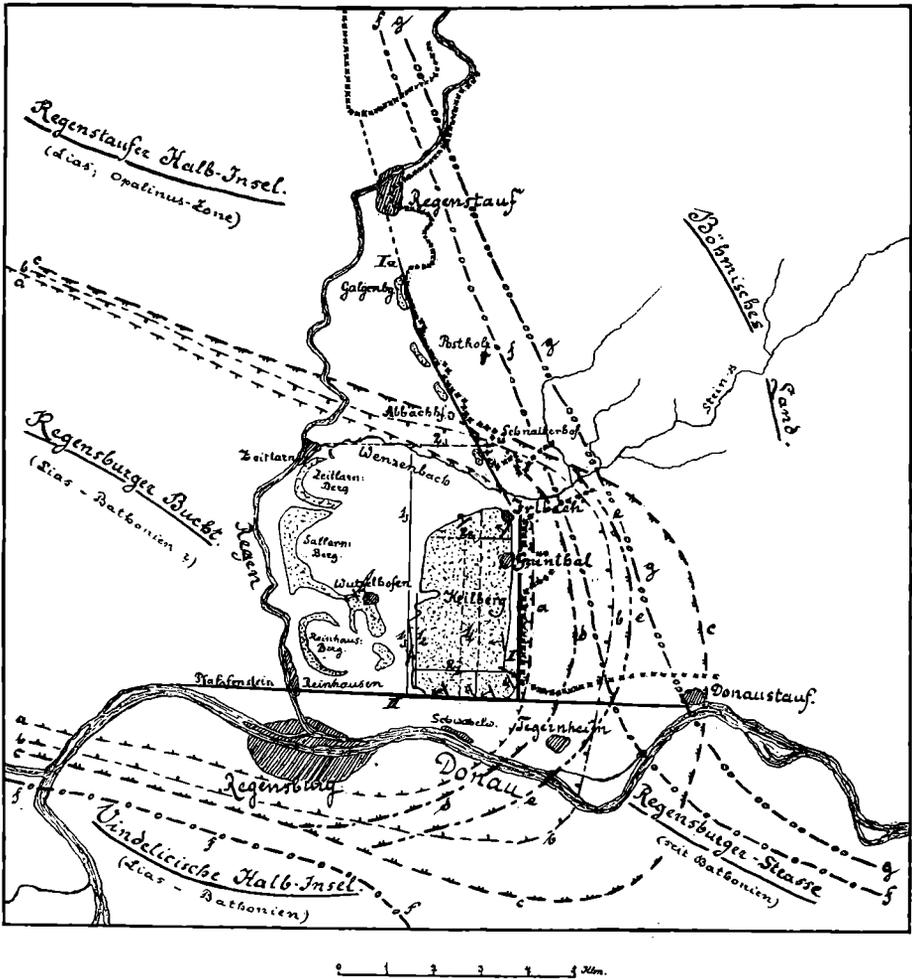


Fig. 1.

Skizze einiger Küstenlagen während der Lias- und Dogger-Zeit in der Regensburger Gegend.

Erläuterungen: Die Grenze zwischen den krystallinen Gesteinen des Bayerischen Waldes (Osten) und dem Frankenjura (Westen) ist durch die Reihe kleiner Kreuzchen bezeichnet.

Die Jura vorkommnisse zwischen dem Regenfluss und dem Bayerischen Walde sind punktiert. Die Jura-platte W. vom Regen ist nicht markirt.

a–e: Ungefähre Lage der Küstenzonen im Lias: a zur Zeit der Angulaten- und Arietenzone, b der Amaltheen-Zonen, c der unteren Bronni-Zone (Posidonomyen-Schiefer), d der mittleren Bronni-Zone (Sandsteine mit *Dactyloceras commune*), e der Crassus-, Jurensis- und Aalensis-Zonen; f, g: Küstenzonen im Dogger (siehe unten); f während des Bathonien, g zur Zeit der Macrocephalen-Zone.

Zu Erläuterung für den Teil III dieser Arbeit ist die ungefähre Lage der Störungslinien zwischen dem Regen und dem Bayerischen Walde in der Skizze angegeben, soweit sie aus den Lagerungsverhältnissen anzunehmen sind: I und Ia „Keilberger Randspalte“ und „Randverwerfung Schwandorf-Keilberg“ mit den Parallelbrüchen 1₁, 1₂, 1₃; II „Donauspalte“ mit ihren Parallelbrüchen 2, 2₁, 2₂.

von Straubing*) könnte bestenfalls auf ein zeitweiliges kurzes Vordringen des Liasmeeres gegen Südosten schliessen lassen, aber nicht auf eine vollkommene Ueberfluthung, ja nicht einmal auf eine Durchbrechung und Abtrennung der vindelicischen Halbinsel.

Für die Lias-Zeit gelten demnach im Gebiete von Regensburg die folgenden Verhältnisse:

Gegen das Böhmisches-Vindelicische Land dringt zur Zeit des älteren Unterlias das Meer — wahrscheinlich einem alten Thallauf folgend — in einer seichten „Regensburger Bucht“ bis über den Ostrand des Keilbergs vor, im Norden von der kleinen „Regenstauer“, im Süden von der grossen „vindelicischen“ Halbinsel begrenzt. Das mit litoralen Sandmassen bedeckte Gebiet wird gegen Ende des Unterlias wieder trocken gelegt und erst im jüngeren Mittellias durch die Ingression eines Flachmeeres von etwas grösserer Ausdehnung abermals überfluthet. Der Flachsee folgen zur Zeit der Bronni-Zone wie im ganzen Süd-deutschen Liasmeere Verhältnisse, welche denen des Schwarzen Meeres an die Seite gestellt werden können, und zwar zunächst Verhältnisse, welche auf Meerestiefen über und unter der 100-Fadenlinie schliessen lassen. Schnell werden sie am Keilberg durch Bedingungen der Seichtwasser und Litoralzone abgelöst (Sandsteine mit *Dactyloceras commune*), das Meer wird gegen Westen zurückgedrängt, um dann während der jüngsten Phase der Bronni-Zeit (Subzone des *Coeloceras crassum*) und während der Jurensiszone einer Flachsee Platz zu machen.

Vom Mittellias ab müssen dabei die Küsten der Regensburger Bucht mit ganz kurzer Unterbrechung (Sandsteine mit *Dactyloceras commune*) um ein gutes Stück gegen Osten — über den Keilberg hinaus — und gegen Süden vorgeschoben worden sein, ohne dass es dabei nothwendig erscheint, eine vollkommene Zerstörung der vindelicischen Halbinsel resp. des vindelicischen „Gebirges“ anzunehmen.

Die verschiedenen Lagen der Küstenzonen im Lias, so weit sie sich nach den Faciesverhältnissen annehmen lassen, soll die beigegebene Skizze (Fig. 1) zu erläutern versuchen. (Der Skizze sind ferner noch zwei Küstenlinien des Dogger eingefügt.)

Dogger.

Fette, an Kalk und Schwefelkies reiche Thone mit ganz dünnen Zwischenlagen von härterem Mergelbändchen leiten die Schichtenreihe des Dogger ein. Der petrographische, blauschlammähnliche Charakter, ebenso wie die ganz ausserordentliche Fossilarmut der **Opalinus-Schichten** am Keilberg (p. 148) lassen an ähnliche Verhältnisse denken, wie sie bei einzelnen Lagen den Posidomyen-Schiefern zur Parallele mit dem Schwarzen Meere herausforderten. In geographischer Beziehung sind Anzeichen für wesentliche Aenderungen gegenüber der jüngeren Liaszeit nicht gegeben.

Mit der folgenden **Zone der Ludwigia Murchisonae** kommen nicht mehr allein die Sedimente am Keilberg in Betracht, sondern auch die des Galgenbergs bei Regenstau. Die „Eisensandsteine“ der Murchisonae-Zone sind am Regenstauer Galgenberg nicht anstehend beobachtet. Am Keilberg (p. 148) sind sie zu unterst dünnbankig, mürbe, durchsetzt von zahlreichen Thonfasern und durch dünne thonige Zwischenlagen getrennt. Sie zeigen dadurch ebenso wie durch ein

*) cf. L. v. AMMON l. c. p. 65; weiter südöstlich bei Voglarn kommt sicher kein Lias vor, cf. L. v. AMMON l. c. p. 100.

dünnes etwas sandiges Band an der oberen Grenze der Opalinus-Thone den nicht ganz plötzlichen Uebergang aus den sie unterlagernden Schichten an. Die oberen Lagen des mächtigen Sandsteincomplexes sind dickbankiger. Das Vorkommen von „Ripple-marks“ lässt hier in Verbindung mit dem petrographischen Habitus auf die Entstehung des Gesteins im Litoralgebiet schliessen. Rippelmarken, welche durch Wind auf losem Sande erzeugt werden, können kaum leicht „fossil“ erhalten bleiben, da sie unbeständige sind. Selbst Rippelungen, welche in durchfeuchtetem Sande entstehen, werden am Strand durch überschälendes Wasser eingeebnet.



Fig. 2.

Aufschluss im „Eisensandstein“, W. vom Tegernheimer Keller am Südrand des Keilbergs.

Wechselagerung von Sandsteinbänken mit und ohne Diagonalschichtung.

Rippelungen dagegen, welche in seichtem Wasser entstehen, durch dünne Schlamm-lagen überdeckt werden, können leichter erhalten bleiben. Bei den Ripple-marks, die im Eisensandstein beim Tegernheimer Keller bloss gelegt sind, erkennt man die Oberfläche mit einer feinkörnigeren, ursprünglich schlammig-sandigen, ganz dünnen Schicht bedeckt.

Die verschiedentlich — namentlich in höheren Lagen — zu beobachtende Diagonalschichtung (Fig. 2),*) deren Fallen gegen Westen, also gegen das Meer

*) Wenn auch manchmal durch verschieden intensive Farbenstreifen eine nur scheinbare Diagonalschichtung erzeugt wird, so kann man im Eisensandstein am Tegernheimer Keller doch echte Diagonalschichtung erkennen, welche durch Wechsel in der Korngrösse des Sandsteins deutlicher gemacht wird.

hin, gerichtet ist, gibt Raum für zwei verschiedene Erklärungsweisen zur Entstehung der Sandsteinbildung: Wir können an Deltabildungen denken — merkwürdig bliebe dann das Fehlen thoniger, schlammiger Zwischenlagen —, oder wir haben es mit Dünenbildungen zu thun — auffallend ist dann die meist sehr gleichmässige Anlagerung der nur an wenigen Aufschlusspunkten sichtbaren Diagonalschichtung und das Fehlen der leeseitigen, stärker (30° und mehr) geböschten Dünenseite. Für beide Erklärungsformen spräche das geringe Fallen der Diagonalschichtung ($10, 15, 20\text{--}25^\circ$) see- (und luv-) wärts. Zwischenlagerungen nicht diagonalgeschichteter Sandbänke beweisen zeitweilige Unterbrechungen in der Aufschüttungsart der Sandsteine. Die durch Delta- oder Dünenbildung aufgehäuften Sandmassen wurden partiell abradirt und durch transgredirende Aufschüttungen vom Meere her unterbrochen. Das Bild, welches wir hier aus dem Eisensandstein am Tegernheimer Keller erhielten, erinnert schliesslich noch an Beobachtungen, welche FORCHHAMMER*) vor langer Zeit am Sandstrand der Dänischen Küsten machte: Bei ruhiger See wurden schwach gegen das Meer — am Lymfjord bis 25° — geneigte Schichten gebildet; bei steigender, stürmischer See wurden sie discordant durch horizontale Schichten überlagert.

Dass die Eisensandsteine in ihrer ganzen Mächtigkeit nicht unter gleichbleibenden Bedingungen entstanden sind, geht daraus hervor, dass in einzelnen oberen Lagen sich ein kalkiges Bindemittel bemerkbar macht (Steinbruch bei Irlbach, Regenstauer Galgenberg). An längere Ueberfluthungen, resp. an wesentliche Vertiefung des Meeres kann darum aber hier noch nicht gedacht werden; dafür sind die Reste von Marinfossilien hier zu spärlich (*Pecten pumilus*, *Inoceramus polyplocus*, beide ganz ausserordentliche Raritäten).

Besonders in den oberen Lagen sind die Sandsteine stark eisenschüssig. Das Vorkommen von oolithähnlichen Rotheisensteinlagen (bei Irlbach) zeigt reichliche Zufuhr von Eisenverbindungen durch Quellen oder Flüsse an.

In ihrer Gesamtheit sind die Gesteine der Murchisonae-Zone Ablagerungen des Litorals, der Küstenzone; an ihrer Aufschüttung sind wohl Meer, fliessendes Wasser und Wind theilhaftig gewesen. Während in den unteren Lagen noch häufige Einschwemmungen — allerdings unbedeutender — thoniger Massen vorkommen, treten sie später ganz zurück. Das Gebiet der Keilberger Eisensandsteinzone vom Tegernheimer Keller über Grünthal bis Irlbach ist sehr wahrscheinlich zu verschiedenen Malen Trockenlegungen und Ueberfluthungen unterworfen gewesen. Wenn auch solche Anzeichen für zeitweilige Trockenlegungen, wie sie in Corrosionserscheinungen, in Bohrlöchern, Geröllen und „Trümmeroolithen“ durch QUENSTEDT**) und WAAGEN***) im schwäbischen und Graf MÜNSTER†) im fränkischen Jura während und unmittelbar nach der Ablagerung der Murchisonae-Zone beigebracht wurden, in unserem Gebiete noch nicht beobachtet sind, — so lässt doch die mehrfach durch Bankungsflächen abgeschnittene Diagonalschichtung und die Zwischenlagerung nicht diagonalgeschichteter Sandsteinbänke eine Deutung im Sinne zeitweiliger Emersionen zu.

*) G. FORCHHAMMER, Geognostische Studien am Meeresufer. Neues Jahrb. f. Min. 1841. p. 24.

**) F. A. QUENSTEDT: Jura p. 338, 339.

***) W. WAAGEN: Zone d. Ammon. Sowerbyi p. 25 (531).

†) cf. M. VACEK: Fauna d. Oolithe v. Cad. S. Vigilio. Abh. d. Geol. Reichsanst. Wien. XII, Nr. 3. p. 160 (104).

Nicht nur die „Regensburger Bucht“ wurde mit den litoralen Sandsteinen der Murchisonae-Zone ausgefüllt, auch die „Regensauer Halbinsel“ ist von ihnen bedeckt worden; — der Gegensatz zwischen diesen beiden topographischen Elementen hat zu existiren aufgehört.

Zwischen den Gesteinen der Opalinus-Zone und denen der Murchisonae-Schichten ist der Uebergang im Regensburger Gebiet ebensowenig wie sonst im fränkischen und schwäbischen Jura ein ganz unvermittelter. Im allgemeinen hat sich aber der Wechsel von thonigen zu sandigen Ablagerungen sehr schnell vollzogen: wir stehen einem schroffen Facieswechsel gegenüber. Von den nördlichen Ausläufern des Frankenjura bis weit nach Schwaben hinein herrschen zur Zeit der Murchisonae-Zone Sandsteine ganz unbedingt vor, reichliche Mengen von sandigem Detritus sind auch dort vorhanden, wo im schwäbischen Jura — wie in der Gegend des Hohenzollern und von Spaichingen — die Murchisonae-Schichten nicht durchweg als Sandsteine entwickelt sind, und sandreich sind die Sedimente auch noch im südwestlichsten Theile der Schwaben-Alp, im Wutachgebiet, im Donau-Rheinzuge. In breitem Gürtel — in Franken mindestens 30—60 km breit — umsäumen die Eisensandsteine und ihre sandig-thonigen und sandig-kalkigen Aequivalente die Küsten der böhmischen Landmasse und den wieder mehr nach Norden und Nordwesten vorgeschobenen Nordrand der vindelicischen Halbinsel.

Das Vorwiegen der Sandsteine im fränkischen Jura, von der Neumarkter Gegend bis zum Ries, und von dort weit hinein im Gebiet des schwäbischen Jura ist ein Beweis dafür, dass das „vindelicische Gebirge“ nicht nur zur Zeit der Murchisonae-Zone vorhanden war, sondern dass es auch in den vorhergehenden Zeiten existirte, wenn auch in geringerer Ausdehnung gegen Norden und Nordwesten. Wäre die vindelicische Halbinsel überfluthet gewesen, ganz bedeckt von den Sedimenten des mittleren und oberen Lias und von den Opalinus-Schichten, so hätten in Schwaben und im südlichen Frankenjura nicht gut die Sandsteine der Murchisonae-Zone abgelagert werden können. Sehr viel mehr thonige und mergelige Schichten hätten dort — aus den zerstörten Lias- und untersten Bajocien-Sedimenten — entstehen müssen. In der That spielen solche Sedimente eine nur untergeordnete, lokal beschränkte Rolle im Südwesten des süddeutschen Jura. Die westlichsten und südwestlichsten Ausläufer des vindelicischen „Gebirges“, der vom böhmischen Massiv gegen Südwest gerichteten krystallinen Halbinsel, mögen im mittleren und oberen Lias theilweise überfluthet gewesen sein — aber die südliche Landgrenze des Jurameeres bestand noch.

Was von Gesteinen und Faunen der Murchisonae-Zone im süddeutschen Jura bekannt ist, das deutet alles auf ein flaches Seichtwasser- und Küstengebiet als Bildungsstätte hin. Gegenüber den thonigen (blauschlammähnlichen) Sedimenten der Opalinus-Thone hat eine ganz wesentliche Faciesänderung stattgefunden, eine weitgehende Verflachung und zugleich Zurückdrängung des süddeutschen Jurameeres. Die Ursachen hierfür im Boden Süddeutschlands allein zu finden, dafür ist keine sichere Handhabe gegeben. Können wir sie ausserhalb Schwabens und Frankens finden?

Das norddeutsche Jurameer transgredirte während des unteren Dogger gen Ost und Südost, wie das die Schichten mit *Inoceramus polyplocus* in Oberschlesien und Polen beweisen. Diese Transgression mit den ihr zu Grunde liegenden Bewegungen in der Erdrinde ist wenigstens mit als Ursache der Verflachung und Zurückdrängung des schwäbisch-fränkischen Jurameeres in Anspruch zu nehmen.

Das zurückweichende Meer schuf den ihm zuströmenden Flüssen ein stärkeres Gesamtgefälle, damit erhöhte Erosionskraft, grössere Transportfähigkeit und damit ferner stärkere, rapidere Denudation der böhmisch-vindelicischen Landmasse. Die Denudationsprodukte — weitaus überwiegend Sandmassen — wurden in den flachgewordenen Randgebieten des Opalinuston-Meeres und auf dem flachen Küstengürtel aufgeschüttelt. „Mächtige, erst stossweise, dann immer gewaltiger hereinstürmende Fluthen“ sind es nach GÜMBEL*) gewesen, welche ein „grossartiges sandiges Material über den seichten, zuweilen vom Wasser verlassenem Meeresboden ausgegossen haben.“ Woher der Sand kam, das scheint nach GÜMBEL räthselhaft. Nicht Meeresfluthen schafften den Sand zur Stelle, sondern Flüsse; und kaum von irgendwo anders her kann der Sand stammen als von Böhmen und der vindelicischen Halbinsel. Dass die in Bezug auf ihre Ausdehnung gegen Osten und Südosten noch ganz unsicher begrenzte „Ardennen-Insel“ NEUMAYR'S die Lieferantin für das Material der Eisensandsteine in Franken und Schwaben oder auch nur für Schwaben allein war, das halte ich für ausgeschlossen. Wollte man — entgegen der Ansicht NEUMAYR'S — in die Ardennen-Insel selbst noch das Gebiet des Odenwalds einschliessen (nach dem Vorkommen von Eisensandsteinen in der berühmten Jura-Versenkung von Langenbrücken könnte so geschlossen werden), so wäre für die Eisensandsteine Schwabens allermindestens ein Transportweg des Sandes im Meere von 90 km; eine solche Transportkraft besitzt das Meerwasser aber unter gewöhnlichen Umständen nicht.**)

Die Litoralregion des regredirenden Meeres der Murchisonae-Zone zog vom Gebiet des Keilbergs in nahezu nördlicher Richtung nach Schwandorf zu. Ob die Bodenwöhrer Bucht, wo Kreide transgredirend auf oberem Lias liegt, der Sedimente aus dieser Zeit entbehrte, das müssen erst specielle Untersuchungen ergeben. Vermuthlich hörte die Sedimentbildung dort nicht mit dem oberen Lias auf, denn sonst hätte zwischen dem Ende der Liaszeit und dem Eintritt der Cenoman-Transgression dort eine kaum nennenswerthe Denudation geherrscht haben müssen.

Der Transgression im Osten von Böhmen können nicht nur die Faciesverhältnisse Süddeutschlands während der Murchisonae-Zeit zur Last gelegt werden; sie war auch bedingend für die besonders in Franken herrschenden Verhältnisse während der folgenden Doggerzeiten. Böhmen wurde durch diese Transgression von dem grossen eurasischen Continent abgeschnürt: die „böhmische Insel“ (NEUMAYR'S) resultirte daraus. Ganz nothwendiger Weise mussten wesentliche Veränderungen der Abflussverhältnisse die weitere Folge der neuen Configuration sein. Zweifels-ohne bildete sich auf der böhmischen Insel eine Wasserscheide heraus, welche die dem östlichen, schlesisch-polnischen Meere tributären Wasserläufe von den dem süddeutschen Meer zuströmenden Flüssen schied. Gegen früher wurde von nun

*) GÜMBEL, Frankenjura p. 594.

**) Im Mündungsgebiet grosser Flüsse kommt Sand manchmal in allerdings noch grösserer Entfernung von der Küste vor: vor der Mündung der Garonne bis zu 120 km (WALTHER: Einleitung in die Geologie p. 873). Dass sich auf der Ardennen-Insel etwa ein dem süddeutschen Jurameer tributäres Flusssystem wie das der Garonne hätte herausbilden können, kann nicht gut angenommen werden; nebenbei hätte wohl auch Kalk- und Thonschlamm in grösseren Massen durch einen solchen Fluss in das süddeutsche Jurameer transportirt werden müssen. Wenn im Golf von Gabes noch 200 km von der Küste Sand angetroffen wird (WALTHER: l. c. p. 873), in einer sehr flachen See von weniger als 100, zum Theil nur etwa 50 m Tiefe, deren zugehörige Küstengebiete keine grösseren Flussläufe besitzen, so sind diese Sande ebenso wenig als recente submarine Aufschüttungen terrestren Ursprungs bewiesen, wie die grossen Sandbänke in der Nordsee.

an aus einem wesentlich kleineren Zufuhrgebiet eine natürlich geringere Menge von terrigenen Sedimentstoffen gegen Westen in das Jurameer Süddeutschlands transportirt, und zwar aus einem Gebiete, welches schon sehr lange Zeiten hindurch, seit dem jüngeren Palaeozoicum, der einebnenden Thätigkeit fließender Wässer ausgesetzt war.

Auf solche Vorbedingungen ist es — glaube ich — zurückzuführen, dass im ganzen fränkischen Jura die dem Eisensandstein folgenden Dogger-Zonen so sehr wenig mächtig sind, im Höchstmaass selten mehr als 10 m. Ganz besonders gilt das für die Zonen der **Sonninia Sowerbyi** bis einschliesslich der **Parkinsoni-Zone**, welche an manchen Punkten Frankens nicht alle, an vielen Punkten nicht getrennt nachzuweisen sind. Das flache Eisensandsteingebiet, welches an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeiten trocken gelegt, von Flussläufen durchfurcht gewesen sein mag, wurde in den Zeiten nach der Murchisonae-Zone nicht gleichmässig inundirt; es trug eine sehr wahrscheinlich mehrfach zeitlich und örtlich unterbrochene Meeresbedeckung. Zufuhr und Absatz von Sedimentstoffen innerhalb der Depressionsgebiete im fränkischen Jura waren nur gering. In ihrer Erscheinungsform waren das ganz ähnliche Verhältnisse wie zur Zeit des Unteren und (des älteren Theiles im) Mittleren Lias Frankens, wenn auch die Ursachen andere waren: Im Lias die langsame Transgression über ein flaches, altes Landgebiet mit der Ablagerung transgredirender Sandsteine, im Dogger die Reoccupation eines nur kurze Zeit und nur theilweise verlassenen Meeresbodens, theilweise Ingression bei geringer Sedimentzufuhr vom Lande her. Beiden Zeiten gleich und damit die Verhältnisse zu noch ähnlicheren gestaltend, ist die Bildung von Eisenerzlagern.

Aus unserem Gebiete sind keine Sedimente bekannt, welche mit Sicherheit einer der eben genannten Zonen eingereiht werden könnten. Vermuthlich war die Gegend des Keilbergs sowohl wie die des Galgenbergs bei Regenstau während des ganzen Bajocien nach Ablagerung des Eisensandsteins nicht inundirt. Sollte es sich herausstellen, dass die Stücke gelbbraunen, sandig-mergligen Kalkes ohne Oolithe, welche ich lose liegend im Gehängeschutt am Südhang des Keilbergs fand (p. 149), nicht dem Bathonien (Varians-Schichten) angehören, so würde daraus nur hervorgehen, dass wenigstens im Gebiet des Keilbergs kurze Zeit hindurch eine lokal beschränkte Meeresbedeckung vorhanden war. Am Regenstauer Galgenberg ist das ursprünglich Liegende der Varians-Schichten nicht aufgeschlossen. Unter den lose liegenden Gesteinsstücken konnte ich dort aber keines finden, das sich zwischen Eisensandstein und Varians-Schichten einschalten liesse.

Erst wieder aus der Zeit des Bathonien kennen wir in der Regensburger Gegend marine Ablagerungen: Sandige Mergel, welche eingeschaltet härtere, knollige Kalkbänke mit Eisenoolithen enthalten, die **Varians-Schichten**, die Zone der *Oppelia fusca* und *aspidoides* (p. 149, 160). Der Reichthum an terrigenem Sedimentmaterial (thonige und sandige Massen), ebenso wie die Fauna, neben Ammoniten und indifferenteren Belemniten dickschalige Terebratuliden, sehr zahlreiche Individuen der *Rhynchonella varians*, dann Lamellibranchiaten (am Keilberg) — beides spricht für Seichtwasserbildungen, für die Nähe einer Küste. Aus der grösseren Mächtigkeit des Bathonien am Regenstauer Galgenberg geht es hervor, dass hier die Sedimentzufuhr vom Lande her eine grössere war wie am Keilberg, wo die härteren,

kalkreicheren Bänke vorwalten. Vom Lande her führte das Wasser Eisensalze zu, welche in der Form von Brauneisenoolithen ausgeschieden sind.

Die Regenstauer Halbinsel war überfluthet, das Flachmeer ist vom Keilberg bis in die Schwandorfer Gegend wahrscheinlich ohne Unterbrechung ausgedehnt; die Küste war — gegenüber der Murchisonae-Zeit — weiter nach Osten gegen das böhmische Land vorgeschoben (vgl. f in der Kartenskizze p. 188).

Im unteren Callovien, während der Zone des **Macrocephalites macrocephalus** wurden die orographischen und Küstenverhältnisse wohl nur wenig verändert. In der Keilberger Gegend wurde die Zufuhr von terrigenem Detritus verringert, wie das die oolithreichen, harten Kalkmergel dort beweisen. Eine Flachseefauna mit zahlreichen Ammoniten und Gastropoden aber mit wenigen Lamellibranchiaten herrschte dort. *) Auffallend ist gegenüber dem Fossilreichtum der Macrocephalen-Oolithe am Keilberg der Fossilmangel in den gleichalterigen Gesteinen des Regenstauer Galgenbergs. Die grössere Anhäufung terrigener, thoniger und sandiger Detritismengen kann unmöglich die Ursache für die Verdrängung der Fauna sein; denn in ganz analogen Gesteinen finden wir sonst Muscheln und Schnecken und die Reste anderer Thiere häufig genug. Vielleicht lag das Gebiet von Regenstau nahe der Mündung eines Flusses und vielleicht wurden dort durch die Zuströmung von Süsswasser die Lebensbedingungen für eine Marinfrauna zu ungünstig?

Im unteren Callovien begegnen wir zum letzten Male in Franken der Bildung von Eisenoolithen,**) welche vom Eisensandstein an eine ganz gewöhnliche Erscheinung sind. Besonders in den Macrocephalen-Schichten sind im ganzen Süd-deutschen Jura (mit Ausnahme der nördlichsten Theile des Frankenjura) Eisenoolithe geradezu herrschend. Bei Besprechung der für die oolithischen Eisenerze Lothringens geltenden Entstehungsbedingungen kam L. VAN WERVEKE***) jüngst zu dem Schluss, dass die Oolithe dort in einer flachen See entstanden seien, ferner, dass das in ihnen enthaltene Eisen vom Festlande her dem Meere durch Flüsse und Bäche zugeführt sei. Der gesammte Charakter der „Eisenoolithe“ im Dogger Frankens lässt bezüglich der Entstehung der oolithführenden Gesteine den analogen Schluss zu: Ablagerung in flachem Meere und durch den Eisengehalt Beweis der Abhängigkeit von einem nicht fernen Lande. Recente Kalkoolithlager sind an den Küsten des rothen Meeres; von Florida und den Key-Inseln Bildungen des ganz flachen Meeres, des Litorals, zum Theil sind sie sogar zu Dünen aufgeschichtet (WALTHER: Einleitung in die Geologie p. 849, 884). Die Eisenoolithe des Dogger sind keine reinen Oolithlager, die Oolithe spielen bei der Zusammensetzung des Gesteins eine geringere Rolle als das kalkig-mergliche Bindemittel; das Bildungsgebiet des Gesteins ist — auch der Fauna nach — nicht das Litoral, wohl aber die Flachsee, gewesen. Nach dem Gesteins- und Faunencharakter müssen im

*) In der Fauna (vgl. p. 149—151) sind neben Cephalopoden relativ viel *Pleurotomaria*-Arten enthalten; heute lebt *Pleurotomaria* — bei Barbados — in Tiefen von 128—213 m, also in der Flachsee (WALTHER, Einleitung in die Geologie p. 487). Die in der Keilberger Macrocephalen-Fauna seltener vorkommenden Pholadomyen würden nach Analogie mit der Jetztzeit auch auf grössere Tiefen schliessen lassen können (69—1217 m; WALTHER l. c. p. 423), — aber die Pholadomyen sind eben sehr selten.

**) Nicht auch der Bildung von Oolithen überhaupt; Kalkoolithe treffen wir auch noch im Maln.

***) L. VAN WERVEKE, Bemerkungen über die Zusammensetzung und die Entstehung der lothringisch-luxemburgischen oolithischen Eisenerze (Minetten) Ber. d. Oberrhein. Geol. Ver. 34. Vers. Diedenhofen 1901 p. 19—36 (siehe dort die werthvolle Litteraturzusammenstellung).

Schwäbischen Jura zur Zeit der Macrocephalen-Schichten die analogen Verhältnisse geherrscht haben wie bei Regensburg und im grössten Theile Frankens, man darf darum wohl auch für diese Zeit noch die Existenz von Landmassen — eines „Vindelicischen“ Landes — im Süden des schwäbischen Jura annehmen.**) **)

*) Zur Bildung der Oolithe sei hier eine Beobachtung aus dem Regensburger Gebiet eingefügt.

Die Bildung von Brauneisenoolithen braucht nicht immer eine primäre zu sein. Wie bei Erwähnung der schwach eisenhaltigen Oolithe im oberen Lias in der Tegernheimer Schlucht (p. 145) angedeutet wurde, ist dort die Ausscheidung von Brauneisenstein eine secundäre, mit der Verwitterung des Gesteins zusammenhängende Erscheinung, da im unverwitterten Gestein nur Kalkoolithe ohne Brauneisenstein vorhanden sind. Bei den Doggeroolithen ist das anders, dort ist auch das frischeste Gestein eisenoolithisch. Die Ausscheidung von Brauneisenstein in grösseren Quantitäten ging hauptsächlich an und in den Kalkoolithen wie an und in den Schalen der Mollusken vor sich: die Schalen und Steinkerne der Schnecken und Muscheln, die Schalen und Wohnkammersteinkerne der Ammoniten sind häufig mit feinen Brauneisensteinharnischen überzogen und von Brauneisenstein durchtränkt.

**) Bei der Diskussion der eocänen Eisenoolithlager am Kressenberg folgert O. M. REIS (Erläut. z. d. geol. Karte d. Vorderalpenzone zwischen Bergen und Teisendorf. Geognost. Jahresh. VIII. 1895 p. 60 ff. und: Zur Geol. d. Eisenool. führ. Eocänisch, am Kressenberg. Geognost. Jahresh. X. 1897. p. 33 ff.) — wenn ich seine Auseinandersetzungen recht verstehe — aus dem Vorkommen intakter nicht vererzter Fossilien zusammen mit vererzten und inkrustirten, demolirten Fossilresten und mit Eisenoolithkörnern, dass die Bildung der Oolithe gleichzeitig und gleichörtlich mit der Inkrustation der Fossiltrümmer einer früher gebildeten und dann zerstörten Schicht vor sich ging, und dass erst dann sowohl die Oolithkörner, wie die vererzten Fossilien an ihre jetzige Lagerstätte, die Flötze, transportirt wurden, wo die Mischung mit intakten Fossilien stattfand. Die Oolithe befanden sich demnach dort nicht in loco nascendi.

Die Eisenoolith-führenden Lagen im Bathonien und Calloven des Regensburger Gebietes lieferten mir bislang keine genügenden Anhaltspunkte dafür, in unserem Gebiete ähnlich complicirte Bildungsverhältnisse anzunehmen. Auffallend ist es ja wohl, dass die Schalen der bodenständigen Brachiopoden und die Rostra der nektonischen Belemniten hier — in den Macrocephalen-Oolithen — nicht inkrustirt sind, während die Schalen der Ammoniten, Schnecken und Muscheln (Dimyriarier) alle mehr oder weniger stark von Brauneisensteinharnischen überzogen, resp. durch Brauneisenstein ersetzt sind. Das kann aber sehr wohl mit der verschiedenen Constitution und Lösungsfähigkeit des CaCO_3 (Kalkspath, Aragonit) in den Schalen zusammenhängen. Keine der Schnecken, Muscheln oder Ammoniten liess irgendwie erkennen, dass die Stücke etwa — nach vorausgegangener Fossilisation an anderer Stelle — hier nach Zerstörung einer früher gebildeten Schicht auf secundärer Lagerstätte ruhten. In den an Eisenoolith viel ärmeren Varians-Schichten ist auch die „Vererzung“ der Fossilien eine viel unbedeutendere als in den Macrocephalen-Oolithen.

Ob die Oolithkörner selbst sich hier in loco nascendi befinden, oder ob sie verschwemmte Massen eines an anderer Stelle mächtigeren Oolithlagers sind, das lässt sich nicht entscheiden. Bemerkenswerth ist es, dass die Körner unserer Doggeroolithe viel regelmässiger kugelig sind, weniger und flachere Eindrücke zeigen als die bedeutend mehr irregulären Körner der Kressenberger Oolithe.

REIS (l. c. 1897. p. 36, 47) nimmt bei den Kressenberger Eisenoolithen an, dass das ursprüngliche Bildungsgebiet der Oolithe in Folge von kohlen säurereichen Quellen biologisch steril war, keine schalentragenden Organismen beherbergte. Das oben erwähnte Fehlen von Fossilien gerade in den Oolith-ärmeren Macrocephalen-Schichten bei Regenstein kann nicht gut als Parallele zu REIS's Ansicht in Anspruch genommen werden, denn sonst müsste eben dort die Menge der Oolithe (und des Brauneisens) eine sehr grosse sein, — oder sollte die Hauptmasse derselben weggeschwemmt sein? Letzteres scheint mir nicht zutreffend; ich glaube vielmehr, dass das hier thonreichere Sediment den Oolithbildnern — Algen — weniger günstige Bedingungen bot als die kalkreicheren Sedimente in den Keilberger Macrocephalen-Schichten und in den kalkigen Bänken der Varians-Schichten, welche sich regelmässig durch grösseren Oolithreichtum auszeichnen.

Eine werthvolle Uebereinstimmung enthalten REIS's Untersuchungen und unsere Anschauungen bezüglich der Abhängigkeit der Eisenoolithe von einer naheliegenden Landmasse: Für die eocänen Oolithe der Vorderalpenzone Bayerns war die Südküste eines im Tertiär anzunehmenden „Vindelicischen“ Landes bedingend, so wie die Eisenoolithe im Dogger Frankens die Landnähe Böhmens und eines jurassischen „Vindelicischen“ Landes voraussetzen.

Während des mittleren und oberen Callovien ist eine noch wesentlichere Verschiedenheit zwischen dem Gebiete von Regenstauf und dem Keilberg ausgeprägt als im unteren Callovien. Am Regenstauer Galgenberg sind Sedimente der Zonen der *Reineckia anceps* und des *Peltoceras athleta* vorhanden, am Keilberg fehlen sie. (Die Macrocephalen-Oolithe des Keilbergs sind ihrer Fauna nach eben nur der Zone des *Macrocephalites macrocephalus* gleichzusetzen).

Die untere Abtheilung der „Ornatenthone“, die Zone der *Reineckia anceps* (cf. p. 162) ist am Regenstauer Galgenberg in der Form von glaukonithaltigen, feinsandigen Mergeln ausgebildet: unten (der Zeit nach) gelbe, darauffolgend dunkelgrüne bis schwärzliche Mergel. Die Grenze zwischen den beiden sehr wenig mächtigen Lagen ist keine ebene Fläche; beide Lagen greifen vielfach ineinander. Ob das eine ursprüngliche Bildung, auf sehr unregelmässiger Art der Glaukonit-ausscheidung oder auf theilweiser Corrosion des glaukonitärneren Untergrundes beruhend, ist, oder ob das Eindringen der einen Lage in die andere nachträglich durch Stauchungen und Quetschungen bei der Ueberkippung der Galgenberger Jurascholle bewirkt worden ist, muss ich nach den vorhandenen Aufschlüssen und bei dem Mangel deutlicher Schichtung unentschieden lassen, wennwohl die letztere Erklärung mir die richtigere zu sein scheint.

In der Reihe der Doggersedimente ist hier die Bildung von Eisenoolithen durch die Ausscheidung von Glaukonit abgelöst worden. Es scheint, als ob für die Aenderung in der Form der Eisenausscheidungen das Zurücktreten des Kalkreichthums in den Sedimenten bedingend gewesen ist: Die Oolithbildner fanden jetzt hier keine günstigen Existenzbedingungen.

Glaukonitausscheidungen gehören in den heutigen Meeren zu den häufig beobachteten Erscheinungen. Die Bildung von Glaukonit ist aber beschränkt auf bestimmte Bedingungen*): auf terrigene Sedimente der Küstenzone einer aus krystallinen Gesteinen bestehenden Landmasse und auf solche Gebiete der nicht tiefen See, in welche keine grösseren Ströme münden. Weiter gilt als bedingend für die reichlichere Ausscheidung von Glaukonit die verlangsamte Aufschüttung von Sedimentstoffen; wo Sedimente sehr rasch angehäuft werden, ist die Ausscheidung von Glaukonit selten. Wenn Glaukonit auch in Tiefen (von 180) bis zu 2300 m gefunden wurde, so fällt seine Hauptverbreitung doch in die geringeren Tiefen. Speciell „Glaukonitsand“ — die glaukonitreiche dunkle Lage in den Anceps-Schichten am Regenstauer Galgenberg kann füglich so bezeichnet werden — ist auf Tiefen zwischen 150 und 550 m beschränkt, d. h. auf Tiefen in der Nähe der 100-Fadenlinie.

Die verlangsamte Aufschüttung von terrigenen Sedimentstoffen trifft für die Anceps-Zone hier wie für die „Ornatenthone“ in ganz Franken zu. Geringe Sedimentaufhäufung ist ja überhaupt für den ganzen Dogger Frankens oberhalb der Murchisonae-Schichten charakteristisch, überschreitet seine Mächtigkeit doch selten 10 m — die Ornat-Schichten selbst sind nur selten mehr als 2 m mächtig (Geyern bei Weissenburg 2 m, Ebermannstadt 4 m, Weismain fast 3 m).

Vergesellschaftet mit dem grössten Reichthum an Glaukonit enthalten die Anceps-Schichten am Regenstauer Galgenberg zahlreiche Knöllchen eines licht-

*) GÜMBEL: Ueber die Natur und Bildungsweise des Glaukonits. Sitz.-Ber. Münch. Akad. math.-phys. Cl. 1886.

J. WALTHER: Einleitung in die Geologie p. 662, 880—883.

MURRAY AND RENARD: Report on the Deep Sea Deposits. 1891.

grauen bis gelblichen, mässig harten Mergels. Die unregelmässig geformten Knollen sind höchstens 5—6 cm lang, 3—4 cm breit und dick, meistens kleiner; ihre Oberfläche ist uneben, rauh bis traubig. Ofters enthalten sie einen Ammonitenrest (Steinkern);*) auffallender Weise sah ich bis jetzt keines der so überzahlreichen Belemnitenrostra in den Knollen. Die Knollen sind reichlich phosphorithaltig; sie führen ferner ziemlich zahlreiche Glaukonitkörnchen, sie sind aber nicht so glaukonitreich wie der sie einschliessende „Glaukonitsand“. Häufig sind die Knollen von länglichen, lichterem Flecken durchzogen, wie solche in den dunklen Phosphoritknollen der fränkischen Ornatenthone vielfach zu beobachten sind. Manche der Knollen — meistens solche, die durch tektonische Vorgänge zerbrochen und dann wieder verkittet sind — enthalten feine Aederchen von bräunlichem Kalkspath, welcher hin und wieder auch als Steinkernmasse einzelner nicht in Knollen gehüllter Ammonitenteile auftritt.

Die Ornatenthone Frankens enthalten häufig Phosphoritknollen und phosphoritische Mergelknollen. Von den meisten dieser Phosphoritknollen unterscheiden sich die Mergelknollen des Regenstein Galgenbergs durch ihre unregelmässigeren Gestalt, ihre geringere Härte und die lichtere Färbung; in den Ornatenschichten der Weissenburger Gegend kommen ähnlich lichte Knollen vor.

Phosphoritknollen werden in den Meeren der Jetztzeit, hauptsächlich in Gebieten terrigener Sedimente gebildet, meistens im Bereich der Continentalstufe, in flacheren Meerestheilen. Speciell die glaukonithaltigen Knollen gehören nach den Ergebnissen der Challenger-Expedition dem flacheren Wasser an. Die Bildung von Phosphatausscheidung wird nach MURRAY und RENARD begünstigt durch das Zusammentreffen kalter und warmer Strömungen, als deren Folge reichlicheres Absterben von Organismen eintritt.***) Nach WALTHER sind die recenten Phosphoritknollen Bildungen an Ort und Stelle.

Ueber die Bildung fossiler Phosphoritknollen herrschen sehr verschiedene Ansichten in Bezug darauf, ob solche Knollen an primärer oder secundärer Lagerstätte ruhen. Die häufig im Fränkischen Jura vorkommenden Knollen fasste GÜMBEL***) als Concretionen auf, deren Gestalt nicht durch Abrollung hervorgerufen sein kann, da öfters aus den Knollen unabgerollte Ammonitenschalen herausstecken. Nach CREDNER†) befinden sich die Phosphoritknollen im Mitteloligocän bei Leipzig auf primärer Lagerstätte; sie sind concretionäre Bildungen. DENCKMANN††) wies für die Phosphoritknollen im oberen Lias und in der unteren Kreide der Dörntener Gegend das Vorkommen auf secundärer Lagerstätte nach. Bezüglich der Entstehung der Phosphoritknollen in der Kreide der Picardie sprach sich GOSSELET†††) vor kurzem dahin aus, dass dort in kleineren, unvollkommen abgeschlossenen Becken Phosphate in grösseren Mengen abgeschieden wurden, dass dann durch Strömungen die so gebildete Decke zerrissen und die Fragmente derselben abgerollt wurden.

*) Mehrfach sind auch nur die Steinkerne der Ammoniten allein — ohne Umhüllung durch weitere Mergelmassen — erhalten.

***) J. WALTHER: Einleitung in die Geologie p. 700.

****) GÜMBEL: Ueber ein neuentdecktes Vorkommen von phosphorsaurem Kalk in den jurassischen Ablagerungen von Franken. Sitz.-Ber. Münch. Akad. math.-phys. Cl. 1867 p. 333, 334.

†) H. CREDNER: Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns etc. Abhandl. d. math.-phys. Cl. d. K. S. Ges. d. Wissensch. Leipzig. Bd. XXII. 1895 p. 18 ff.

††) A. DENCKMANN: Die geognost. Verhältn. d. Umgegend von Dörnten p. 16, 28, 29.

†††) J. GOSSELET: Note sur les gites de Craie phosphate des environs de Roisel etc. Ann. Soc. géol. d. Nord. Bd. XXXIX. p. 84—86.

Was die Phosphoritknollen der fränkischen Ornatenthone anbetrifft, speciell diejenigen der Anceps-Schichten des Regenstauer Galgenbergs, so dürften zum mindesten die mit rauher traubiger Oberfläche, welche keine Spur von Abrollung zeigen, auf primärer Lagerstätte ruhende concretionäre Bildungen sein. An einzelnen Stücken scheinen Spuren von Abrollung vorhanden zu sein, diese könnten durch Strömungen bewegte Knollen sein. Ist letzteres der Fall, so kann das Meeresgebiet hier nur ein flaches gewesen sein, da Strömungen, welche im Stande wären, Knollen von mehreren Cubikcentimeter Inhalt zu bewegen, nicht in grosse Tiefen hinabgreifen. (Aus der — jüngeren — Lamberti-Knollenschicht Schwabens liegen mir Phosphoritknollen vor, welche ganz zweifellos gerollt sind.) Dass die Knollen bei Regenstau etwa die Reste einer zerstörten älteren Schicht seien, dafür ist kein Beweis beizubringen: Der Fossilinhalt der Knollen ist genau ebenso charakteristisch für die Anceps-Zone, wie es der nicht in den Knollen vorkommende *Belemnites calloviensis* ist.

Sowohl die Ausscheidung von Glaukonit als auch die Bildung von phosphorischen Mergelknollen lässt für das Gebiet von Regenstau zur Zeit der Anceps-Zone ein flaches Meer — mit Tiefen, welche die 100 Fadenlinie nicht überschritten zu haben brauchen — annehmen. Nach den Beobachtungen in recenten Meeren müssen wir ferner auf ein zugehöriges Küstengebiet aus kristallinen Gesteinen schliessen.

Während der jüngeren Abtheilung der Ornatenschichten, der Athleta-Zone (p. 163), dauerten im Regenstauer Gebiet zunächst noch ähnliche Verhältnisse fort; es fand noch — wenn auch sehr geringfügige — Ausscheidung von Glaukonit statt; sie wurde in den darauffolgenden Mergeln wiederum abgelöst durch Oolithbildung (nicht Eisenoolith). Im wesentlichen werden zur Zeit der Athleta-Zone hier wie sonst in Franken*) und Schwaben die gleichen Verhältnisse geherrscht haben, wie zur Anceps-Zeit. Die Verringerung der Glaukonitausscheidung hängt vielleicht mit einem Vorrücken des Meeres gegen Osten, der Mangel an Phosphoritausscheidungen mit veränderten Strömungsverhältnissen**) zusammen. Auffallend ist gegenüber dem Reichthum der Anceps-Schichten namentlich an Belemniten, dann aber auch an Ammoniten (von anderen Tierformen ist bis jetzt nur ein Gastropodenfragment und unbestimmbare Foraminiferenreste bekannt) die Fossilarmuth der Athleta-Schichten bei Regenstau. Der petrographische Charakter des Sedimentes gibt keinen Aufschluss über die Ursache dieser Erscheinung. Vielleicht ging hier die Sedimentbildung so sehr langsam vor sich, dass die Kalkschalen der Mollusken aufgelöst wurden, ehe sie von den Sinkstoffen verhüllt werden konnten? Vielleicht vertrieben auch besondere Strömungsverhältnisse die Fauna?

Während wir im Gebiete von Regenstau durch das ganze Callovien dauernde Meeresbedeckung nachweisen können, zeigt die Sedimentreihe des Keilbergs zwischen den Macrocephalen-Oolithen des unteren Callovien und den Biarmatus-Schichten des Unteren Malm eine Lücke.

Wurden dort während des mittleren und oberen Callovien keine Sedimente gebildet, oder sind die während eines Theiles dieser Zeit gebildeten vor oder während der Biarmatus-Zeit zerstört worden?

*) Es ist in Franken sonst bis dahin noch nicht gelungen, die Anceps-Schichten von der Athleta-Zone zu trennen.

**) Vergl. bei WALTHER l. c. p. 700 das Citat nach MURRAY und BERNARD.

Das Fehlen von Sedimenten könnte hier auf eine Trockenlegung nach Ablagerung der Macrocephalen-Schichten resp. während der Ornatzen-Zeit überhaupt hinweisen. Es ist mir nicht gelungen, die obere Schichtfläche des Macrocephalen-Ooliths an der einzigen Stelle, an welcher seine Ueberlagerung durch die Biarmatus-Schichten aufgeschlossen ist — in der Tegernheimer Schlucht — freizulegen. Ich kann also nicht entscheiden, ob etwa Corrosionserscheinungen auf der Oberfläche des Macrocephalen-Oolithes vorhanden sind, welche für eine zeitweilige Trockenlegung in Anspruch genommen werden könnten. Bei den Tiefen, welche in der Regenstauer Gegend geherrscht haben müssen, wäre eine partielle Trockenlegung in dem sehr nahe gelegenen Keilberggebiet sehr merkwürdig.

Das Nichtvorhandensein von Sedimenten braucht noch nicht in allen Fällen auf die Trockenlegung eines Gebietes zurückzuführen zu sein. Vielleicht lag das Gebiet des Keilbergs in der Richtung einer stärkeren Strömung, welche während des jüngeren Calloviens hier den Absatz von Sedimenten verhinderte, ähnlich wie das heute im Canal La Manche der Fall ist. Vielleicht wurden hier auch während der Anceps-Zeit phosphorhaltige Mergel ausgeschieden, die — von einer Strömung zerrissen — als abgerollte Knollen nach anderen Stellen geführt wurden (zum Theil vielleicht in das Regenstauer Gebiet?) Für die Fragen nach der Ursache des Fehlens mittlerer und jüngerer Calloviens-Sedimente am Keilberg habe ich bis jetzt aus den wenigen der Beobachtung zugänglichen Aufschlüssen keine ganz befriedigende Erklärung finden können.

Die Gesteine der Varians- und Macrocephalen-Schichten lassen unzweideutig den Charakter von Flachseeablagerungen erkennen und die Abhängigkeit von einem Landgebiet, für dessen Küstenlage allerdings kein sehr sicherer Anhalt zu finden ist. Die Küste muss eben östlich vom Keilberg und Regenstauer Galgenberg gelegen haben (f und g in Fig. 1 p. 188).

Aus den glaukonitischen Schichten des Ornatenthons lässt sich für das Meer, in welchem sie zum Absatz gelangten, eine Tiefe von ca. 100 Faden annehmen, eine Tiefe, die aller Wahrscheinlichkeit nach die Meerestiefen der vorangegangenen Zeiten übertraf, aber immer noch in den Bereich der Flachsee gehört. Aus der Meerestiefe lässt sich wieder noch kein sicherer Schluss auf die Entfernung von der zugehörigen Küste ziehen. In der Nordsee z. B. liegt die 100-Fadenlinie bis zu 350 und mehr Kilometer von der Ostküste Schottlands entfernt. Auf den Frankenjura übertragen, könnte das für die Gegend von Regensburg—Regenstauf eine Küste z. B. in der Linie Königgrätz—Brünn oder noch weiter östlich ergeben. Auf der Ostseite der norwegischen Rinne aber verläuft in der Nordsee die 100-Fadenlinie in der durchschnittlichen Entfernung von 1—25 und 30 km von der norwegischen Küste; auf unser Gebiet übertragen, gäbe das Küsten, die etwa bis zu der Linie Roding—Straubing liegen könnten. Die letztere Lage kommt für das Regensburger Gebiet wahrscheinlich dem einstigen Verlauf der Küstenlinie des Ornatenthon-Meeres näher als die erstere, da wir am Westrand des Frankenjura, z. B. in der Neumarkter Gegend, 45 und mehr Kilometer westlich von unserem Gebiete glaukonitreiche Ornatenthone antreffen, die kaum in wesentlich anderen oder grösseren Tiefen als 100 Faden abgelagert worden sein können.

Da die Bildung von Glaukonit an Gebiete gebunden ist, welchen eine aus krystallinen Gesteinen bestehende Küste zugehört, so können wir aus den Ornatenschichten bei Regenstauf (wie für den ganzen Frankenjura bis zur Gegend von Pegnitz) folgern, dass die Sedimente des unteren Calloviens und die vorhergebildeten,

nicht an der Zusammensetzung der Küste des Ornatenthon-Meeres theilnahmen; d. h. das Ornatenthon-Meer transgredirte*) weiter gegen Osten als das Bajocien-, Bath- und Unter-callovien-Meer und es war demnach höchst wahrscheinlich tiefer als die ihm vorangegangenen Doggermeere.

Zur Kenntniss der Ostküste des fränkischen Jurameeres können wir für die Zeit des Dogger demnach aus den angestellten Beobachtungen und Ueberlegungen Folgendes entnehmen:

Während der Opalinus-Zone existirte noch die „Regensburger Bucht“. Die Blauschlamm-ähnlichen Sedimente dieser Zeit mit ihrer Fossilarmuth, ihrem Reichtum an Schwefelkies lassen an Verhältnisse denken, wie sie zur Zeit der Posidomyen-Schiefer ähnlich einem „Schwarzen Meere“ waren. Das Meer der Regensburger Bucht war tiefer geworden als zur jüngsten Liaszeit. Aus dem Fehlen von Litoralsedimenten geht es hervor, dass die Küste über das heutige Verbreitungsgebiet der Opalinusthone gegen Osten und Süden hinausgerückt war, (etwa c in Fig. 1 p. 188). Die „Regenstauer Halbinsel“ existirte sehr wahrscheinlich noch.

Gegen Ende der Opalinuszeit wird das Meer gegen Westen schnell zurückgedrängt.

Litorale und festländische Eisensandsteine, welche auch die Regenstauer Halbinsel bedecken, werden in der Zeit der *Ludwigia Murchisonae* aufgeschüttet. Das Regensburger Gebiet trug zeitweilig wohl Stranddünen. Das Meer wurde weit gegen Westen zurückgedrängt.

In der Folgezeit, wahrscheinlich bis zum Beginn des Bathonien, bleibt unser Gebiet trocken gelegt, ein weites, flachhügeliges Sandsteinplateau.

Im Bathonien kehrt das Meer zurück, sein Ufer wohl nur wenig über die Linie Regenstau—Keilberg gegen Osten schiebend. Die Regenstauer Halbinsel war überfluthet und blieb es in der Folgezeit (f in Fig. 1 p. 188).

Dem seichten Meere des Bathonien folgte das wohl kaum wesentlich tiefere der Macrocephalen-Schichten; nahe bei Regenstau scheint die Mündung eines Flusses gelegen zu haben (g in Fig. 1 p. 188).

Zur Zeit der Ornatenthone wird das Meer tiefer, es weist Tiefen von etwa 100 Faden auf; seine Küste ist weiter gegen Osten in das krystalline böhmische Land — seit den Murchisonae-Schichten als böhmische Insel vom eurasischen Continente abgetrennt — vorgedrungen.

[Die böhmische Insel ist im Laufe der Zeit zu einem abflussarmen, weithinab denudirten Gebiet geworden.]

*) Ob diese Transgression in ursächlichen Zusammenhang mit der Bildung der Phosphoritknollen in den Ornatenschichten am Regenstauer Galgenberg zu bringen ist, lasse ich dahin gestellt sein. H. HEDSTRÖM (Till frågan om fosforitlagrens uppträdande och förekomst i de geologiska formationerna. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 18. p. 605) kommt bei der Diskussion der cambrisch-silurischen Phosphoritlager in Schweden zu dem Resultate, dass sie in der Regel bei Meerestransgressionen gebildet seien. Die Ergebnisse der Untersuchungen JOH. GUNN. ANDERSSON'S „Ueber cambrische und silurische phosphoritführende Gesteine aus Schweden“ (Bull. Geol. Inst. of Upsala. Bd. II. 2. No. 4) stimmen damit nicht überein, und auch aus recenten Lagern mariner Phosphorite, z. B. auf der Agulhas-Bank, lässt sich wohl kaum eine Bestätigung für HEDSTRÖM'S Ansicht ableiten. Auffallend ist es ja, dass im fränkischen Lias und Dogger eine Anreicherung von Phosphorsäure immer in den Schichten vorkommt, welche auf ein tiefer werdendes und damit in seinen Küstenzonen transgredirendes Meer schliessen lassen: in den Amaltheen-, Posidomyen-, Ornatenschichten; für die Schichten des unteren Malm aber trifft das (mit Ausnahme der Lambertl-Knollen-Schicht in Schwaben, die facieell den Ornatenschichten Frankens gleich kommt) nicht mehr zu.

Wie verhielt sich die vindelicische Halbinsel während der Dogger-Zeit?

Die Eisensandsteine des Unteren Dogger, welche von der Neumarkter Gegend bis weit in den schwäbischen Jura zu verfolgen sind, lassen die Deutung als berechtigt erscheinen, dass die vindelicische Halbinsel während der Zeit des unteren Bajocien noch existierte und dass ihre Nordküste ungefähr der Linie Keilberg—Bopfingen—Ebingen entsprochen haben muss. In der Folgezeit wird ihr allmählich— analog wie im Osten des süddeutschen Jurameeres dem Küstengebiet Böhmens— durch die langsam vorrückende Flachsee mehr und mehr Terrain abgewonnen, vom Westen her in Schwaben mehr und schneller wie im Osten vom Ries bis Neumarkt. Wie weit allmählich, bis zum Ende der Dogger-Zeit, die Nordküste der vindelicischen Landmasse gegen den heutigen Lauf der Donau zurückgedrängt wurde, das lässt sich ebensowenig genau bestimmen, wie die Lage der Ostküste des Meeres im Regensburger Gebiet fixiert werden konnte. Aus den an terrigenen Sinkstoffen, Eisenoolithen und Glaukonit reichen Doggersedimenten vom Ries bis in die Neumarkter Gegend hin, aus den Austernbänken in den Humphriesianus-Schichten Schwabens lässt es sich wohl schliessen, dass die vindelicische Halbinsel auch während der jüngeren Dogger-Zeiten noch nicht ganz vom Meere verschlungen war, wennwohl sie sehr erheblich an Ausdehnung eingebüsst haben wird.

Im Laufe der Zeit hatte auch auf der vindelicischen Halbinsel wie auf der böhmischen Landmasse die Denudation weithin abtragend gewirkt. Das Land war flach geworden, und nur unbedeutende Flussläufe von geringer Transportkraft trugen im Dogger nach der Murchisonae-Zeit geringe Detritismengen in das flache fränkische Meer.

Wenn auch die Existenz einer vindelicischen Landmasse zur Doggerzeit zum mindesten höchst wahrscheinlich ist, so bleibt doch noch die Frage zu erörtern, ob dieses Landgebiet mit der böhmischen Masse als eine vindelicische Halbinsel im Zusammenhang blieb oder nicht. Und daran reiht sich die zweite Frage: wann erfolgte die eventuelle Abtrennung, wann wurde aus der Halbinsel eine vindelicische Insel?

In den isolirten kleinen Juraschollen Niederbayerns, zwischen Regensburg und Passau, welche man nach L. v. AMMON als die östliche Fortsetzung des fränkischen Jurazuges*) auffassen kann, beginnt die Schichtenreihe des Jura mit Eisensandsteinen (bei Münster und Voglarn).**) Wenn diese Gesteine den Sandsteinen der Murchisonae-Zone Frankens auch petrographisch und vermuthlich auch ihrem Alter nach entsprechen, so ist mit ihnen der sichere Beweis eines bis Voglarn reichenden süddeutschen Meeres nicht geliefert; die Sandsteine könnten fluviatiler, terrestrer Entstehung sein. Sicher marinen Ursprungs sind in den niederbayerischen Vorkommnissen erst die „Zeitlarner Schichten“, die gelben, späthigen und oolithischen Doggerkalke (Crinoideenkalke). Nach den Bestimmungen des Herrn v. AMMON enthalten dieselben bei Dinglreuth, Zeitlarn und Voglarn Fossilien des Bathonien und Callovien, daneben auch solche des Unteroolith; es ist dort ferner nicht möglich, einzelne Zonen zu unterscheiden. Bei Münster (bei Straubing) liegt über dem „Crinoideenkalk“ (bis jetzt ohne Fossilien) ein dem Keilberger Macrocephalen-Oolith ganz entsprechendes Gestein mit einer Unter-Calloviensfauna. Wenn auch bei Dinglreuth, Zeitlarn und Voglarn einzelne Formen des

*) L. v. AMMON l. c. p. 108.

***) L. v. AMMON l. c. p. 66, 94, 100.

Unteroolith vorkommen, so ist doch nach den Cephalopoden den Doggerkalken dort kein anderes Alter zuzuschreiben, als das des Bathonien und Callovien. Herr v. AMMON wies für die niederbayerischen Doggervorkommnisse darauf hin, dass sie in ihren Faunen ganz auffallende Aehnlichkeiten mit den Baliner Oolithen besitzen, in denen ebenso wie bei den niederbayerischen Doggergesteinen eine Scheidung in mehrere Zonen nicht möglich ist. Der Zusammenhang zwischen dem Doggergebiet der Krakauer Gegend und Niederbayerns ist nicht anzuzweifeln. Zeigen die niederbayerischen Doggerfaunen auch namentlich durch ihren Reichtum an Lamellibranchiaten (abgesehen von dem — mit Ausnahme von Münster — stark abweichenden Gestein, in dem sie beherbergt sind) einen Unterschied gegenüber den Bath- und Callovien-Faunen der Regensburger Gegend, so ist nach den Cephalopoden doch anzunehmen, dass zwischen der Regensburger Gegend und dem niederbayerischen Doggergebiet und dadurch mit dem schwäbisch-fränkischen Juragebiet überhaupt eine Verbindung bestand: keine der Cephalopodenformen Niederbayerns ist nicht auch in der Regensburger Gegend vorhanden — und keine fehlt in Balin —. Die Verbindung des Doggermeeres Frankens nach Niederbayern hin und von dort zum polnischen Doggermeer — im Süden der böhmischen Masse — muss zur Zeit des Bathonien bestanden haben; sie ist auch kaum früher geschaffen worden. Dass die Verbindung über das Regensburger Gebiet ging, liegt auf der Hand. Wie weit der Bathonien-Transgression des fränkischen Doggermeeres gegen Südosten etwa eine solche vom Gebiet des polnischen Jurameeres her entgegen kam, das ist nicht festzustellen, da wir, abgesehen von der grossen geographischen Lücke zwischen beiden Gebieten, noch viel zu wenig Anhaltspunkte für die Heimathsbestimmungen der in Frage kommenden Doggerfaunen besitzen. Dass es sich hier aber nicht etwa allein um eine Besiedelung des polnischen Jurameeres von Süddeutschland her handeln kann, dürfte sicher sein, nachdem NEUMAYR in den Baliner Oolithen eine faunistische Verwandtschaft mit dem lithauischen Dogger erkennen konnte.*)

Während des Bathonien lässt sich im Regensburger Gebiet noch keine Form nachweisen, die dem süddeutschen Jura fremd, aus dem polnischen Jura eingewandert sein könnte. Erst in den Macrocephalen-Schichten sind in den als *Perisphinctes curvicosta* NEUM. (non OPPEL) p. 150 genannten Formen bei Regensburg solche vorhanden, die ich bis jetzt sonst nur von Balin resp. aus dem polnischen Jura kenne. In den Anceps-Schichten des Regenstauer Galgenbergs folgen dann in *Hecticoceras rossienne*, cf. *Krakoviense*, cf. *pseudopunctatum*, *Cosmoceras Castor* Typen, welche im Osten häufiger zu sein scheinen als im süddeutschen Jura.

Aus dem Vorstehenden ergibt es sich, dass die vindelicische Halbinsel zur Zeit des Bathonien durch eine „Regensburger Strasse“, welche das fränkische Jurameer über Niederbayern — die böhmische Masse im Süden umfluthend — mit dem polnischen Doggermeer verband, durchbrochen wurde.**)

*) NEUMAYR, Cephalopoden von Balin p. 51. Die Verwandtschaft der Baliner mit der lithauischen Doggerfauna darf allerdings nicht zu hoch angeschlagen werden, cf. E. SCHELLWIEN: Der lithauisch-kurische Jura und die ostpreussischen Geschiebe. N. Jahrb. f. Min. 1894. II. p. 226.

**) Dr. BRUNHUBER nennt (l. c. p. 238) die GÜMBEL'sche „Urgebirgsecke“ beim Tegernheimer Keller am Keilberg ein Cap, an dem „ungezählte Jahrtausende hindurch die Meereswoge brandete.“ Ein Cap, wohl mehr nur eine stumpfe Vorbiegung der flachen Küste, kann hier — aber weiter östlich von der heutigen „Urgebirgsecke“ — erst nach Oeffnung der Regensburger Strasse im Bathonien existirt haben (vergl. die Skizze p. 188).

Halbinsel ist seit dem Bathonien zu einer „vindelicischen Insel“ geworden. Die Breite der Regensburger Strasse ist nicht zu bestimmen, da die Malmdecke westlich vom Keilberg jeden Einblick in die älteren Malm- und die Doggerschichten dort verhindert. Die Ausdehnung der südlich vom heutigen Nordrande der Alb liegenden vindelicischen Insel der Bathonien- und Callovien-Zeit ist nicht genauer zu bestimmen; es lässt sich nur annehmen, dass die Nordküste dieser Insel mehr und mehr gegen Süden zurückgedrängt wurde (siehe oben).

Die Existenz einer „Regensburger Strasse“ gab wohl Gelegenheit für die Herausbildung einer Meeresströmung, welche den Absatz von Sedimentstoffen während des mittleren und jüngsten Callovien am Keilberg verhinderte.

Malm.

Gegenüber den Gesteinen des Lias und Dogger ist hier, wie im Malm, ganz Frankens und Schwabens, wesentlich grössere Einförmigkeit ausgeprägt; der häufige schnell und schroff einsetzende Facieswechsel in vertikaler Richtung, welcher durch Dogger und Lias besonders am Ostrand des Frankenjura zu beobachten ist, fehlt ganz. Gleichförmig folgen durch Oxford und Kimeridge geschichtete und gebankte Kalke und Mergel, denen zum Schluss die massigen „plumpen Felsenkalke“ und Reste der Plattenkalke aufgelagert sind. Faciesdifferenzierungen in horizontalem Sinne, wie sie im Malm Schwabens und Frankens in der Form von Schwammrasen und -polstern und Korallenriffbildungen neben gebankten Mergeln und Kalken vorkommen, fehlen im Regensburger Gebiet. Von den vielfachen Faciesverschiedenheiten, welche dem jüngsten süddeutschen Malm — von der Kelheimer Gegend nach Westen zu — eigen sind, ist im Regensburger Gebiet besonders wenig entfaltet: ausser plumpem Felsenkalk und dem ihm zugehörigen Frankendolomit nur kleine Reste von Plattenkalk. Die in den Kalken und Mergeln des Malm herrschende Einförmigkeit drückt eine Stabilität der Meeresbedeckung aus, die im unteren und mittleren Jura vergeblich gesucht wird. Eine solche, durch lange Zeiten währende Stabilität ist kaum denkbar in einem Gebiet grösserer Küstennähe: Die Küsten des süddeutschen Jura-Meeres waren im Malm andere als im Dogger und Lias, insbesondere die Ostküste desselben muss über die Küstenregionen des unteren und mittleren Jura gegen Osten weiter vorgeschoben worden sein.

In der gesammten Ausdehnung des süddeutschen Jura hat zur Malmzeit ein Tieferwerden des Meeres Platz gegriffen.

Nach NEUMAYR*) sind die Schichten des *Peltoceras bimammatum* und der *Oppelia tenuilobata* im süddeutschen Jura sicher „nicht in seichtem Wasser gebildet; sie finden in den jetzigen Meeren ihr Analogon in dem Kalkschlamm mit zahlreichen Kieselschwämmen, und wir können darnach die Meerestiefe, in der sie gebildet wurden, nicht geringer als zu 500 Faden annehmen“. Was für die Bimammatus- und Tenuilobatus-Schichten Schwabens und Frankens gilt, muss auch für die oberen Lagen der Impressa-Schichten Geltung haben, in welchem Schwamm-lager ebenfalls vorkommen (z. B. Lochen, Streitberg), und ebenso wohl auch noch für die süddeutschen Pseudomutabilis-Schichten (GÜMBEL's „grobklotzige Schwammkalke“), welche auch noch reich an Schwämmen sind. Die Bestimmung der Tiefe des Oxford- und (unteren) Kimeridge-Meeres zu 500 Faden kann natürlich nur

*) M. NEUMAYR: Die geograph. Verbreitung d. Juraformation p. 12 [63].

eine ganz approximative sein. Sicher kann man aus Analogien mit den heutigen Meeren für die durch Schwammfacies ausgezeichneten Schichten des süddeutschen Oxford und Kimeridge nur ein Meer als Bildungsstätte annehmen, welches nach der Häufigkeit der in den Schwammlagern vorkommenden Hexactinelliden Tiefen von mehr als 100 Faden besass. Es lässt sich dabei nach den mir bekannten Juraprofilen Schwabens und Frankens nicht annehmen, dass im Verbreitungsgebiete der heute erhaltenen Oxford- und Kimeridge-Schichten grosse Tiefendifferenzen in den Meeren der entsprechenden Zeiten herrschten; der Meeresboden wird vielmehr, abgesehen von den flachen allmählich sich aufbauenden Schwammkolonien, ein nahezu ebener gewesen sein.

„Nach Ablagerung der Tenuilobaten-Schichten“ (wohl besser erst nach Bildung der Pseudomutabilis-Schichten) folgt nach NEUMAYR*) „eine starke Abnahme der Meerestiefe; die plumpen Felsenkalke, die Frankendolomite, die Korallenbildungen von Nattheim und Kelheim, die Pterocerasschichten, Prosoponkalke, die lithographischen Schiefer u. s. w. sind ebensoviele Seichtwasserbildungen eines mehr und mehr eingeengten Beckens, das seiner Trockenlegung entgegengeht“.

Der Deutung, welche NEUMAYR mit diesen Worten den Malmbildungen Süddeutschlands gibt, wird man im Allgemeinen auch heute noch zustimmen können. Es würde zu weit führen und ausserhalb des Rahmens der mir vorschwebenden Aufgabe liegen, wollte ich die so einfach erscheinenden Faciesverhältnisse des süddeutschen Malm hier nach ihren Einzelheiten verfolgen.

Die Vertiefung des süddeutschen Jurameeres, welche mit dem Auftreten der Schwammbildungen in den oberen Impressa-Schichten zu constatiren ist, erweist sich gegenüber dem Meere des jüngeren Callovien als keine unvermittelte. Den thonreichen Schichten des obersten Dogger, welche als etwa im Bereich der 100 Fadenlinie gebildet anzunehmen sind, folgen zunächst noch Thone mit Phosphoritknollen (Lambertknollen-Schicht in Schwaben), eine Mergelknollenschicht (Birmatus-Zone in Franken) und merglige zum Theil oolithische und glaukonitische Kalke (Transversarius-Schichten in Schwaben, Glaukoolith oder Grünoolith in Franken) und weiter dann thonreiche Mergel und Mergelkalke, in denen sich allmählich die Schwämme einstellen, so dass bis zu den oberen Impressa-Schichten, zur Tiefe von mehr als 100 Faden, ein ganz langsames Tieferwerden zu erkennen ist. Ebensowenig plötzlich scheint dann die Verflachung des Meeres im oberen Kimeridge eingetreten zu sein, welche, abgesehen von der Trockenlegung nach Ablagerung der Plattenkalke ganz besonders durch die niedrigen, sich wahrscheinlich nur wenig über den zugehörigen Meeresboden erhebenden Korallenriffe dokumentirt ist.

Wenn auch Schwamm- und Korallenfacies im Gebiete des Regensburger Malm vollkommen fehlen, so sind doch wohl für unser Gebiet im allgemeinen wenigstens die gleichen Verhältnisse anzunehmen, wie sie sonst im süddeutschen Malm-Meere herrschten, d. h. nach Abschluss des Dogger ein allmähliches Tieferwerden des Meeres,**) das zur Zeit der Hornsteinkalke (Pseudomutabilis-Schichten) —

*) M. NEUMAYR: l. c. p. 17 [73].

**) Nach dem Vorkommen von Kalkoolithkörnern in den Transversarius-, Birmatus- und Tenuilobatus-Schichten am Keilberg und in den ? Impressa-Schichten am Regensstauer Galgenberg ist bei dem Fehlen von Schwammbildungen hier vielleicht auf eine etwas geringere Tiefe des Meeres zu schliessen als im südwestlichen Franken und Schwaben, falls die Oolithkörner nicht verschwemmt sind.

entsprechend dem Schwammreichthum derselben*) — wohl seine grösste Tiefe erreichte, dann ein Flacherwerden und schliesslich nach Ablagerung der plumpen Felsen- und Plattenkalke Trockenlegung des Gebietes wie im ganzen süddeutschen Jura. Wie der untere und mittlere Lias und der Dogger über dem Eisensandstein, so ist auch noch der untere Malm, bis zur Bimammatus-Zone, hier wie in ganz Franken, wesentlich weniger mächtig entwickelt als in Schwaben. Es gelangten hier — ob in Folge von Strömungen? — geringere Mengen thoniger Massen zum Absatz als im schwäbischen Malmmeere.

Aus dem Kalkreichthum**) der Malmschichten und aus dem gänzlichen Fehlen von sandigem, gröberem Detritus geht es hervor, dass in den uns erhaltenen Malmsedimenten keine Bildungen vorhanden sind, die so von den benachbarten Landgebieten abhängig waren, wie die Sedimente des Lias und Dogger. Aus den Tiefenverhältnissen, welche sich nach dem Vorkommen von Schwämmen und Korallen im Malm Süddeutschlands ableiten lassen, ist kein auch nur annähernd sicherer Schluss auf die Lage der entsprechenden Küstenlinien zu ziehen. Terrigener Detritus ist zwar in dem Thongehalt der Mergel und mergligen Kalke im Oxford (und noch in den Tenulobatus-Schichten Schwabens und des grössten Theiles von Franken) enthalten, aber in solcher Form, dass er leicht sehr weit vom Lande fort verfrachtet sein kann.

Vergebens suchen wir auch speciell im Regensburger Gebiet nach Anhaltspunkten dafür, aus dem Gesteins-Charakter bestimmte Schlüsse auf die Küstlagen ziehen zu können. Dass die Ostküste des Meeres hier gegenüber den Küstlagen der Doggerzeiten weiter gegen Osten vorgeschoben war, das ist wohl ganz sicher anzunehmen. Wie weit sie aber nach Osten vorgerückt wurde, das zu bestimmen, ist heute kaum möglich.

Die Malmschichten am Keilberg und am Regenstauer Galgenberg zeigen in petrographischer Beziehung manche Differenzen, namentlich im Oxford (vergl. die Tabelle p. 168); sicherlich können diese Unterschiede durch Differenzen in der Zufuhr von Sedimentmaterial vom Lande her hervorgerufen sein: Die Biarmatus-Schichten des Regenstauer Galgenbergs sind Mergel, also thonreicher, während die des Keilbergs kalkreicher sind; das umgekehrte ist in den Impressa-Schichten der Fall. Diese Differenzen können auf Verlegung von Flussläufen auf dem Lande oder auf verschiedene Richtung von Strömungen zurückgeführt werden, — aber für die Bestimmung von Küstenlinien lassen sie sich hier nicht verwerthen. Wenn die Kieselsäure der hier doch wohl primär gebildeten Kieselausscheidungen, der Hornsteinknollen, durch Flüsse vom benachbarten Urgebirge eingeführt worden

*) L. v. AMMON l. c. p. 51.

**) Die Ursache für das Ueberwiegen des Kalkreichthums in den Malmsedimenten Süddeutschlands findet NEUMAYR in der grösseren, immer weiter gehenden Ueberfluthung einstiger Landgebiete seit der Doggerzeit (M. NEUMAYR: l. c. p. 28 [24]). Aehnlich drückt sich GÜMBEL (Frankenjura p. 595) aus, wenn er von einer Ueberfluthung des fränkischen Meeresarmes durch kalkreiche Gewässer spricht, welche durch Niveauschwankungen ausserhalb des Gebietes hervorgerufen wurde. „Kalkreiche Gewässer“ darf aber doch nicht so aufgefasst werden, als ob das Meer des Malm besonders reich an Kalksalzen gewesen wäre, das ist nicht gut denkbar. Der Kalkreichthum stammt entweder vom Lande her — die silurischen und devonischen Kalke Böhmens und der Fichtelgebirgsgegend mussten wohl zum Theil Material zu mechanisch ausgeschiedenem Kalk liefern —, andererseits gaben die im Malmmeer sehr zahlreich lebenden Organismen durch ihre Kalkschalen und Skelete das Material zur Bildung von Kalken her.

ist, wie es GÜMBEL*) annimmt, so würde aus dem Vorkommen von solchen Hornsteinen in den Bimammatus-Schichten am Regenstauer Galgenberg und in den Pseudomutabilis-Schichten am Keilberg wieder auf eine allmähliche Verlegung von Flussläufen auf dem jurassischen Böhmen geschlossen werden können, ohne dass sich Anhaltspunkte zur Bestimmung der Küstenlinien ergäben.

BRUDER nimmt für die Ostküste des süddeutschen Jurameeres, welche er in unserem Gebiete nahezu mit der heutigen politischen Grenze zwischen Bayern und Böhmen zusammenfallend zeichnet,**) an, dass sie „sehr steil gewesen“ sei.***) Nach den Verhältnissen, welche im Lias und Dogger herrschten, würde die Herausbildung einer Steilküste im Malm (nach der sehr langen Dunudation, welcher Böhmen bis dahin ausgesetzt war) nur dann möglich gewesen sein, wenn der Boden des süddeutschen Jurameeres gegen die böhmische Insel abgesunken wäre; für eine derartige tektonische Bewegung während des Malm, nach Schluss der Doggerzeit, liegt kein Beweis vor. Die weiter nach Osten verschobene Küste des süddeutschen Malmmeeres kann ebenso flach gewesen sein, wie es die Küsten der Lias- und Doggermeere wahrscheinlich gewesen sind.

Wie sich keine genaueren Feststellungen der Ostküste des Malmmeeres im Regensburger Gebiet vornehmen lassen, so ist auch bezüglich des „vindelicischen Gebirges“ resp. der vindelicischen Insel aus den Malmgesteinen unseres Gebietes kein Schluss abzuleiten. Sicherlich wurde auch der insulare Rest des vindelicischen Gebirges im Malm allmählich mehr und mehr überfluthet. Ob aber die vindelicische Insel vollständig vom Meere verschlungen wurde, oder ob Reste derselben südlich vom heutigen Donaulauf erhalten blieben, das entzieht sich jeglicher sicheren Beurtheilung.

Dass die seit dem Bathonien existirende „Regensburger Strasse“, welche das süddeutsche Malmmeer über Niederbayern mit dem mährisch-polnischen Meere verband, tiefer und breiter wurde, ist nach dem Vorgehenden ebenso selbstverständlich, als es unsicher ist, eine geographische Begrenzung dieser Strasse vorzunehmen.

Nach der Ablagerung der plumpen Felsenkalke und der Plattenkalke wurde das Gebiet von Regensburg zugleich mit dem ganzen süddeutschen Juragebiet vom Meere verlassen, trocken gelegt. Es blieb während des Portland-Tithon, im Neocom und Gault Land, bis im Cenoman die Transgression des Kreidemeeres über unser Gebiet, die Bodenwöhrer Bucht und die benachbarten Theile der fränkischen Alb, hereinbrach. Ein Theil der jüngsten Malmkalke fiel dabei dem transgredirenden Meere zum Opfer, aber wahrscheinlich nur relativ wenig, da die Kreide hier auf plumpem Felsenkalk resp. auf dessen Aequivalenten ruht. Es ist hier kaum mehr vom Jura abradirt als in anderen, nicht wieder inundirten Gebieten des süddeutschen Malm seit der Portland-Tithon-Zeit von oben nach unten zu denudirt worden ist. Die wenigstens doch in den meisten Gebieten nahezu horizontal gebliebene Lagerung der Schichten — präcnomane Störungen sind bis jetzt doch

*) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 597. (Ueber die Hornsteine des Malm gedenke ich in Bälde ausführlicher berichten zu können.)

***) G. BRUDER: Neue Beitr. z. Kenntn. d. Juraablag. im nördl. Böhmen. II. Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1886. I. Taf. II.

***) G. BRUDER: Die Fauna d. Jura-Ablag. v. Hohnstein in Sachsen. Denkschr. d. Wiener Akad. Bd. I p. 16 [248].

nur in geringem Umfange nachzuweisen — setzte der Abtragung der Jura-Schichten durch Transgression den gleichen Widerstand entgegen wie der Abtragung durch Denudation. Nachdem unser Gebiet dann mit Abschluss der Kreidezeit wieder vom Meere verlassen war, blieb es Land bis in unsere Zeit. In postcretacischer Zeit erfolgten dann die tektonischen Bewegungen, welche in Verbindung mit der Thätigkeit der Erosion und Denudation die Form und Lagerungsweise der Juraschollen schufen, wie wir sie heute vom Keilberg bis zum Regenstauer Galgenberg sehen (siehe Abschnitt III).

Die Endergebnisse der vorliegenden Untersuchungen lassen sich in folgende Sätze kleiden:

Im Lias und unteren Dogger ist das süddeutsche Jurameer gegen Osten und Südosten durch eine zusammenhängende „Böhmisch-Vindelicische“ Landmasse begrenzt.

Die Gesteine des Lias und älteren Doggers im Regensburger Gebiet sind vorwiegend küstennahe und Flachseebildungen. Die Ablagerung mariner Sedimente wurde während zweier grösseren Zeitabschnitte — in der Hochstufe des unteren und der Tiefstufe des mittleren Lias und dann im älteren Dogger — durch Regressionen des Meeres gegen Westen hin unterbrochen. Die mehrfach gegen Osten und Westen vor- und zurückgeschobene Ostküste der in die böhmisch-vindelicische Landmasse eingedrungenen „Regensburger Bucht“ fällt während des Lias und älteren Dogger mehrmals nahezu mit dem heutigen Ostrande der Keilberger Jurascholle zusammen.

Im Bathonien wird die „Regenstauer Halbinsel“ überfluthet, die „Regensburger Bucht“ öffnet sich gegen SO. zu einer „Regensburger Strasse“, die bisherige „Vindelicische Halbinsel“ wird dadurch von der Böhmisches Insel abgeschnitten, sie wird zur „Vindelicischen Insel“.

Die Ostküste des tiefer werdenden Meeres dringt dann im Callovien und im Malm weiter und weiter gegen Osten vor, über die heutige Ostgrenze des Jura hinaus. Für eine Bestimmung der Lage der Ostküste während des oberen Jura sind keine genügend sicheren Anhaltspunkte mehr zu finden.

Die „Vindelicische Insel“ wurde im Malm vielleicht ganz, wahrscheinlich aber doch zum grössten Theile überfluthet.

[Man wird auf den voranstehenden Seiten vermessen, dass weder der Beziehungen unserer Juraablagerungen zu den niederbayerischen, mährischen und polnischen eingehender gedacht ist, noch dass dem „vindelicischen Gebirge“ in seiner Rolle als Scheide zwischen dem süddeutschen und dem alpinen Jura eine besondere Betrachtung gewidmet wurde: beide Unterlassungen geschahen mit Absicht. Für beide Aufgaben ist das kritische Studium palaeontologischen Materiales nothwendig; — das ist späterer Zeit vorbehalten.

Ebenso ist für spätere Mittheilungen die Untersuchung der Dolomitvorkommnisse im fränkischen Malm und der Transgressionserscheinungen des Cenomanmeeres mit einer Diskussion der „Schuttfelschichten“ aufgehoben.]

III. Der heutige Jura-Ostrand im Regensburger Gebiet und seine Entstehung.

An der Zerstückelung des einst über den heutigen Ostrand des Frankenjura weiter ausgedehnten Ostrandes der Juratafel in einzelne Schollen hatten im Regensburger Gebiet tektonische Vorgänge sowohl wie die Erosion, Antheil. Verwerfungen und Verschiebungen einzelner Schollentheile bereiteten die Zerstückelung vor, die erodirende Thätigkeit des Regenflusses, des Wenzelbaches und seiner Zuflüsse, anderer jetzt versiegter Wasserläufe vollendeten das Werk, als dessen Resultat wir heute die isolirten Jura-Schollen am Keilberg, beim Schnaiterhof, Abbachhof, im Postholz und am Regenstauer Galgenberg kennen.

Tektonische Vorgänge, welche für die heutige Bodengestaltung Süddeutschlands mit bestimmend gewesen sind, spielten sich vorzugsweise im Tertiär, während der Zeit der hauptsächlichsten Alpenfaltungen, ab; vorzugsweise nur, denn auch in mesozoischer Zeit müssen Bewegungen im Boden Süddeutschlands stattgefunden haben. Die Transgression des Cenomanmeeres über süddeutsche Landgebiete war sehr wahrscheinlich mitbedingt durch präcenomane Dislocationen.

GÜMBEL*) lässt in postjurassischer, vorcenomaner Zeit die fränkische Juraplatte parallel dem Urgebirgsrande des Bayerischen Waldes „durch grossartige Spalten in gewaltige Bergkeile“ zerklüftet werden. Mesozoische, vorcenomane Dislokationen sind in Süddeutschland bis jetzt wenig nachgewiesen, da die Auflagerung des Cenoman auf Malm, speciell in den meisten Fällen auf plumpem Felsenkalk oder Frankendolomit, bei der wenig ausgeprägten Schichtung dieser Gesteine keine guten Aufschlüsse über Concordanz oder Discordanz resp. über den Betrag der Discordanz zwischen Jura und Kreide gibt. Dass vorcenomane tektonische Bewegungen sich im süddeutschen Juragebiet abspielten, erschliesst sehr schön der grosse Steinbruch bei Kapfelberg a. d. Donau (O. von Kelheim, SW. von Regensburg). Dickbankige Plattenkalk des jüngsten süddeutschen Malm, mit den Resten eines jetzt fast ganz abgebauten Stockes von Diceraskalk, fallen unter 15—20° gegen Südost; sie sind überlagert durch nahezu horizontal liegende Bänke von cenomanem Grünsandstein. Das Cenomanmeer transgredirte hier über bereits dislocirten Malm. Vorcenomane Dislokationen werden sich wohl auch in der Bodenwöhrer Bucht, südöstlich von Schwandorf, nachweisen lassen, wo Cenoman transgredirend den oberen Lias überlagert.

Weitaus grösser und für die Configuration des Bodens von Süddeutschland bedeutungsvoller waren die tektonischen Bewegungen zur Tertiärzeit.

Zwischen Schwarzwald und Fichtelgebirge, Böhmer- und Bayerischem Wald sank die grosse mesozoische Tafel ein. Nicht als ein ungetheiltes Ganze sank sie, sondern an verschiedenen Bruchsystemen wurden einzelne Theilstücke in verschiedenem Maasse dislocirt. Im schwäbischen Jura und in den benachbarten Gebieten des fränkischen, bis in die Kelheim-Regensburger Gegend hin, lässt sich eine vorwiegende schwache Neigung der Schichten gegen Südosten erkennen. An der Schwarzwaldmasse gehalten, sank die Tafel gegen Osten und Süden tiefer ab, als im Nordwesten und Westen. Den Frankenjura durchziehen zahlreiche Spalten in der Richtung von NW. nach SO., einzelne Bruchstreifen wurden an ihnen verschieden stark und an ihren Ost- und Westrändern in verschiedenem Sinne

*) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 604.

dislocirt.*) Ferner sank an einer dem heutigen Donaulauf ungefähr entsprechenden „Donauspalte“ — wohl richtiger an einem Spaltensystem — die südlichste Partie der mesozoischen Tafel, zwischen Donau und den Alpen, noch gegen die nördlich der Donau liegenden Theile stärker ab.

Die tertiären Dislokationen, welche die Lagerungsverhältnisse im süddeutschen und besonders im fränkischen Jura umgestalteten, und welche sich vor Ablagerung der jungmiocänen Schichten Frankens abspielten, bedingen auch die gestörte Lagerung der Gesteine im Jura zwischen Regensburg und Regenstein.

Der steilabbrechende Südrand des **Keilbergs** entspricht einer „Donauspalte“, welche in west-östlicher Richtung von Pfaffenstein hart nördlich an Regensburg vorüber, dem Südrand des Keilbergs folgend, gegen Donaustauf hinzieht (II in der Kartenskizze p. 188). Die Masse südlich dieser Spalte sank ab, wie das Dr. BRUNHUBER vor kurzem bei Regensburg sehr klar nachweisen konnte.***) Bei Regensburg selbst beträgt die Vertikalverschiebung zwischen 50 bis höchstens 100 m. Am Keilberg ist der Betrag der Senkung nicht ermittelt. Das südliche abgesunkene Stück dürfte aber hier — vorausgesetzt, dass die Erosionsthätigkeit der Donau im Süden des Keilbergs nicht grösser war als bei Regensburg, — gegen das nördliche stehengebliebene um mehr verschoben sein, da der Jura im Keilberg bis etwa 130 m über das Donaniveau aufsteigt***). OW. streichende Kluft- und Rutschflächen im plumpen Felsenkalk, nahe dem Südrande des Keilbergs, zeigen, dass der Abbruch nicht an einer einzigen Fläche erfolgte, sondern dass an Parallelbrüchen auch Verschiebungen von geringerem Maasse diesen Abbruch begleiteten.

Die Südwand des Keilbergs — ein Bruchrand wie der ganze Südrand im schwäbisch-fränkischen Jura überhaupt — zeigt im plumpen Felsenkalk zahlreiche, wie vertiefte Kesselböden aussehende Höhlungen. Es sind das Strudellöcher, die Zeugen einstiger Erosionsthätigkeit der Donau. An der Erhaltung und Vertiefung dieser Strudellöcher scheint die Insolation zu arbeiten, wie das ähnlich sehr schön im oberen Donauthal zwischen Beuron und Wernwag zu beobachten ist, wo in den Felsenwänden hoch über der Donau zahlreiche solche Kesselböden im Weissjura-Kalk erhalten sind.

Auf die Lagerungsverhältnisse des nördlich von der Donauverwerfung stehengebliebenen Theiles der Juraplatte im Regensburger Gebiet hatten Dislokationen Einfluss, welche hauptsächlich dem NNW.—SSO. streichenden Spaltensystem des Frankenjura angehören, wie das schon aus v. AMMON's Angaben der Fall- und Streichrichtungen am Keilberg erhellt.

GÜMBEL's Mitarbeiter, v. AMMON und THÜRACH, erkannten, dass die südöstlichsten fränkischen Juraschollen an einer von Schwandorf über den Regenstein Galgenberg der Ostgrenze des Keilbergs entlang zur Tegernheimer Schlucht streichenden Bruchlinie dislocirt sind: An der „Randverwerfung Schwandorf-Keilberg†) oder der „Keilberger Randspalte“††) sank die Juramasse gegen das krystalline Gebiet des Bayerischen Waldes ab. In

*) cf. v. GÜMBEL: Frankenjura p. 610—640, Profile p. 617; p. 641. v. GÜMBEL: Geologie von Bayern II, p. 885 das tektonische Kärtchen.

**) BRUNHUBER l. c. p. 249 ff. Taf. IV. Fig. 3.

***) Bei Regensburg selbst constatirte Dr. BRUNHUBER ein Fallen der Jura-Kreide-Schichten gegen O. in den an der „Donauspalte“ abgesunkenen Partien.

†) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 640.

††) v. GÜMBEL: Frankenjura p. 612.

unserem Gebiete ist diese Hauptdislokationslinie oder -fläche nicht direkt sichtbar. Sie ist nur zu schliessen aus den gestörten Lagerungsverhältnissen der einzelnen Juraschollen und aus ihrer Lage in tieferen Niveau, als sie schon die nächst liegenden Höhen des Krystallinen im Bayerischen Walde erreichen. Nur am Keilberg ist nahe dem Ausgange der „Tegernheimer Schlucht“, am Wege bei dem Aufschluss im Opalinus-Thon, auf eine kurze Strecke eine Verwerfungslinie sichtbar: Dort stösst Rothliegendes an Oberen Lias, Opalinus-Thon und Eisensandstein in einer N. 75° W.—SO. streichenden Linie, während der Jura daneben N. 35° W.—SO. streicht. Diese Verwerfungslinie fällt mit der Richtung der „Keilberger Randspalte“ am Keilberg, N.—S., nicht zusammen, sie weicht auch von der Richtung der Linie, an welcher die übrigen Juraschollen liegen (ca. N. 33° W.—SO.) ab; sie muss als Störungslinie untergeordneterer Art betrachtet werden (x in Profil 4 und 5 p. 212).

GÜMBEL*) schätzt nach THÜRACH**) den Betrag, um welchen der Jura in Franken gegen die krystallinen Massen der böhmisch-bayerischen Grenzgebirge abgesunken sind, auf 1400—1500 m. Im Regensburger Gebiet ist, da von der Tektonik des Bayerischen Waldes so gut wie nichts genaueres bekannt ist, der Betrag der Absinkung nicht gut sicher festzustellen. Wenn neben und nach der Dislokation an der „Keilberger Randspalte“ innerhalb der benachbarten Theile des Bayerischen Waldes keine weiteren tektonischen Veränderungen Platz gegriffen haben, und wenn der Weisse Jura sich, wie BRUDER annimmt (vgl. p. 207), wirklich bis in die Nähe der bayerisch-böhmischen Grenze ausdehnte, so kann man auch für unser Gebiet auf eine Senkung von ähnlichem Betrage schliessen: Der ca. 140 m mächtige Malm am Keilberg ragt heute bis zu 460 m auf; der nahe der Landesgrenze liegende „Hohe Arber“ ist heute, nach dem also mindestens seit der Tithonzeit dort Erosion und Denudation wirken, 1458 m hoch.

Die Bewegung der einst ungetheilten Jurascholle an der Keilberger Randspalte war oder blieb keine gleichmässige, einheitliche.

Die Juramasse am Keilberg zunächst stellt ein ganzes System kleinerer, verschieden gelagerter Schollen dar, deren Grenzlinien im einzelnen zu verfolgen und genau darzustellen ich mir mangels einer für diesen Zweck brauchbaren topographischen Karte mit Höhengcurven***) versagen musste.

In der Ostzone des Keilbergs — Lias, Dogger, zum Theil noch unteren Malm, natürlich auch den Keuper und sehr wahrscheinlich wohl auch das Rothliegende umfassend — wechseln die Streich- und Fallrichtungen, wenn man von Süden, von der Tegernheimer Schlucht, gegen Norden nach Irlbach zu vorschreitet. In der

Tegernheimer Schlucht ist im

oberen Lias und Opalinusthon das	Streichen: N. 35° W.,	Fallen: 50—55° SW.,
es geht allmählich über (im Eisen-		
sandstein bis in den unteren		
Malm) in	„	„
	„	15° SW.,

*) GÜMBEL: Frankenjura p. 884.

**) H. THÜRACH: Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. Geognost. Jahresh. Bd. XIII. p. 42.

***) Ausser der topographischen Karte 1:50 000 liegt nur eine rohe photolithographische Vergrösserung derselben in 1:25 000 vor.

Profil-Tafel.

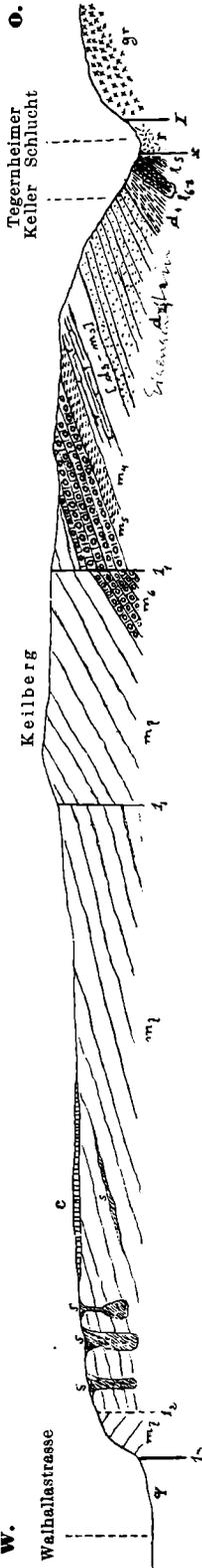


Fig. 5. Construirter Schnitt durch den südlichsten Theil des Keilbergs (nicht vertikal zum Strichen gelegt).

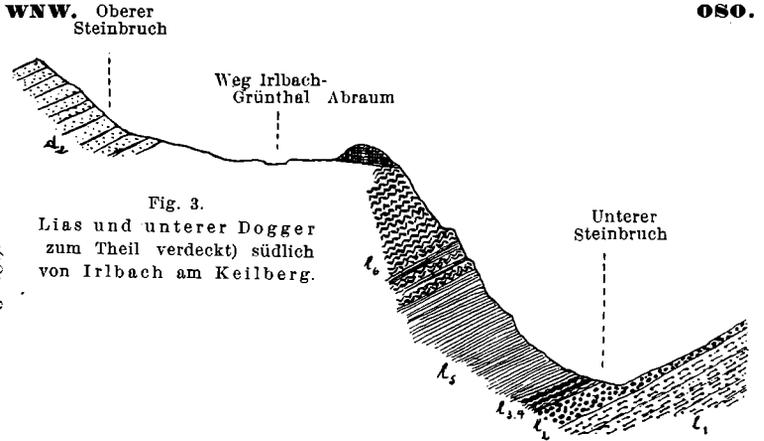


Fig. 3. Lias und unterer Dogger zum Theil verdeckt) südlich von Irlbach am Keilberg.

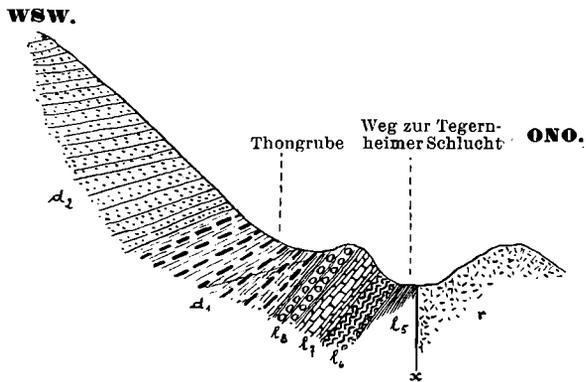


Fig. 4. Oberer Lias und unterer Dogger) in der Tegernheimer Schlucht am Keilberg.

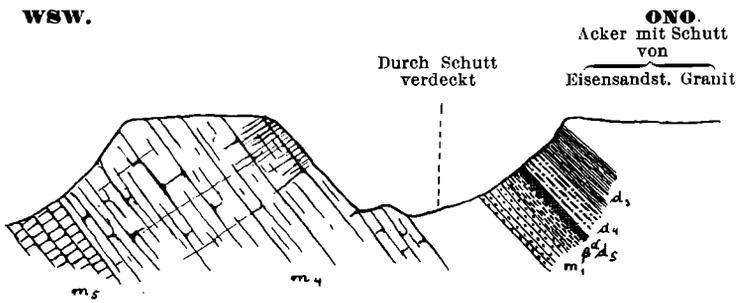


Fig. 6.

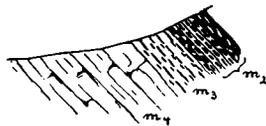


Fig. 6a.

6. 6a. Dogger und Malm am Regenstaufer Galgenberg (6a unterster Malm am Nordende des Galgenbergs als Ergänzung des im etwas mehr südlich gelegten Profil 6 durch Schutt verdeckten Theiles).

Oestlich vom Dorf Keilberg

im Angulatensandstein . . . Streichen: N. 22° W. Fallen: 20° WSW.,
 bei Irlbach im Angulatensand-
 stein, Eisensandstein, im östlichen
 Bruch im Werkkalk am Nordhang
 des Berges „ N. 10° O., „ 25° WNW.

Hieraus folgen sekundäre Störungslinien in WO.-Richtung, parallel der Donauspalte, an welchen die einzelnen Stücke noch je um geringe Beträge gegeneinander verschoben wurden.

Westlich von dieser Randzone zeigen die Malmkalke, speciell die Hornsteinkalke des Kimeridge am Südrande des Keilbergs, wo nahe bei dem „grossen Felsen“, die bisher schwache Neigung an einem kleinen Trockenriss scharf absetzt, ein Streichen: N. 40° W., Fallen: 25–30° SW.,
 im westlichen Werkkalkbruch bei
 Irlbach, ganz nahe bei dem oben
 genannten Bruch am Nordhang
 des Berges „ N. 40–45° O., „ 25° NW.

Das ergibt ein ähnliches Verhalten wie in der Ostzone in Bezug auf die Aenderung der Streichrichtung; aus der verschiedenen Grösse des Fallwinkels resultirt hier eine vom „grossen Felsen“ (nördlich von Schwabelweis) der „Keilberger Randspalte“ parallel ziehende untergeordnete Bruchlinie, welche ungefähr auf den Ostrand der kleinen Jurascholle am Schnaiterhof hinzielt.

Weiter westlich, im Bereich des „plumpen Felsenkalks“, lässt sich, da Bankung und Schichtung in diesem Gestein nur unvollkommen erkennbar sind, die Fall- und Streichrichtung nicht sicher angeben. BRUNHUBER*) nimmt im plumpen Felsenkalk am Südrand des Keilbergs auf Grund topographischer Configuration und in Folge der vertikalen Stellung von Klüften und Höhlungen, welche mit „Schutzfels-Schichten“ ausgefüllt sind, eine nahezu horizontale Lagerung an.

*) BRUNHUBER, l. c. p. 242.

Erläuterungen zur nebenstehenden Profil-Tafel.

gr Granit; r Rothliegendes.

l Lias (l₁ Angulatensandstein, l₂ Arietensandstein, l₃, l₄ Amaltheenschichten, l₅ Posidonomyenschiefer, l₆ Sandstein mit *Dactyloceras commune*, l₇ Crassus-Jurensis-Schicht, l₈ Aalensis-Schicht).

d Dogger (d₁ Opalinus-Thon, d₂ Eisensandstein, d₃ Varians-Schichten, d₄ Macrocephalenschichten, d_{5α} Anceps-Schicht, d_{6β} Athleta-Schicht).

m Malm (m₁ Biarmatus-Zone, m₂ Transversarius-Zone, m₃ Impressa-Zone, m₄ Bimammatus-Schichten, Werkkalk, m₅ Tenuilobatschichten, Splitterkalk, m₆ Pseudomutabilis-Schichten, Hornsteinkalk, m₇ plumper Felsenkalk mit Dolomit in seiner untersten Lage am Keilberg).

c Rest von cenomanem Grünsandstein auf dem Keilberg.

s „Schutzfels-Schichten“, Kluftausfüllungen im plumpen Felsenkalk am Keilberg (Fig. 5); das Ausgehende der schiefstreichenden östlichsten Kluftausfüllung ist durch Abbau zerstört, dadurch ist der irreführende Eindruck einer Einlagerung im plumpen Felsenkalk hervorgerufen.

q Quartär (westlich vom Keilberg von Miocän unterlagert).

I „Keilberger Randspalte“, die Lage derselben in Fig. 5 ist nur approximativ angegeben; l₁ l₂ l₃ Parallelbrüche 2. Ordnung.

x (Fig. 4 und 5) Verwerfung in der Tegernheimer Schlucht (p. 211).

GÜMBEL*) gibt dort eine Neigung von 14° gegen Westen an. Diese Annahmen dürften den thatsächlichen Lagerungsverhältnissen entsprechen; denn bei stärkerer Neigung, etwa von 30° , wie in den Hornsteinkalken am Südrand des Keilbergs, würde dem plumpen Felsenkalk hier eine Mächtigkeit von mehr als 250 m zukommen, eine Mächtigkeit, die er sonst nirgendwo in den benachbarten Gebieten erreicht. Flache Lagerung zeigen auch die Hornsteinkalke weiter im Norden des Berges, östlich vom Jäger- und Thanhof, wo sie unter höchstens 15° gegen Westen fallen.

Am Westrande des Berges, nahe der SW.-Ecke, tritt in dem grossen Bruch des Kalkwerkes von Micheler im plumpen Felsenkalk Bankung auf, welche NS. streicht und unter ca. 30° gegen Osten fällt.

Die verschiedenen Fallwinkel, wie sie namentlich am Südrande des Keilbergs — von 50 — 15° SW. im Osten, 30° in der mittleren Partie, ca. 14° im westlichen Theil, 30° östlich am Westrand — zu beobachten sind, wie ferner auch am Nordhang bei Irlbach, müssen auf mehrere Störungslinien zurückgeführt werden, welche der „Keilberger Randspalte“ ungefähr gleich gerichtet sind, also nahezu NS. verlaufen: 1₁, 1₂, 1₃ der Kartenskizze, p. 188 und Profil 5 p. 212. Aus den wechselnden Streichrichtungen im Süden, in der Mitte und im Norden des Berges sind andere, der „Donauspalte“ gleich gerichtete Störungslinien im Keilberg abzuleiten: 2₁, 2₂ der Kartenskizze.

Mehrfach wurde die Verschiedenheit der Streichrichtung, besonders in der östlichen Randzone des Keilberger Jura betont; dieselbe kann auch so gedeutet werden, dass der Keilberger Jura nicht an einer NS. streichenden Bruchlinie dislocirt wurde, sondern an einem Spaltensystem von wechselnder Streichrichtung. Die „Keilberger Randspalte“ wäre dann besser als eine Störungszone zu bezeichnen. Die vorhandenen Aufschlüsse genügen nicht, um darüber vollkommene Klarheit zu erhalten.

Geringfügige Stauchungserscheinungen sind noch am Keilberg zu erkennen. Die auffallende Verjüngung des Opalinus-Thones gegen das Ausgehende in der Tegernheimer Schlucht (Fig. 4) ist doch wohl sicher auf seitlichen Druck zurückzuführen und nicht auf ein Auskeilen des Thones. Ebendort waren früher kleine Fältelungen zu beobachten (sie sind im letzten Jahre verdeckt worden). Nahe dem oberen Ende der Tegernheimer Schlucht liegt neben fast horizontalen Macrocephalen- und Biarmatus-Schichten eine kleine Scholle von Bimammatus-Kalk, welche bei einem Streichen von N. 55° O. unter ca. 55° gegen SO. fällt, sie bildet also nahezu einen kleinen Gegenflügel zu der 25° NW. fallenden Werkkalkpartie bei Irlbach.

Die Juragesteine des Keilbergs bilden also heute keine in sich ungestörte Platte mehr. Sie lagern sich wie ein durch ein Netzwerk von Brüchen zertrümmertes, hauptsächlich gegen SW., W., NW. geneigtes Segment eines ganz flachen Kegelmantels um die Krystallinie „Urgebirgsecke“ des Bayerischen Waldes. Die südlichste Partie des Keilberger Jura ist dabei gegen den centralen Theil stärker abgesunken, zum Theil wohl bei dem Abbruch der „Donauspalte“ geschleppt worden, wie das auch aus den verschiedenen Höhenlagen im Lias hervorgeht: Oberer Lias in der Tegernheimer Schlucht bei ca. 350 m; Angulaten- und Arieten-sandstein an der Wegkreuzung östlich vom Dorf Keilberg bei ca. 430 m.

*) GÜMBEL, Frankenjura p. 330.

Im Westen ist der Keilberg durch ein NS. streichendes Trockenthal, in welchem unter quartärer Bedeckung miocäne Sande erbohrt wurden,*) abgeschnitten von den Höhen des **Reinhausener, Sallerner und Zeitlerner Berges**. Die nahezu horizontale Grenze der Jurasockel (plumper Felsenkalk und bei Wutzelhofen Plattenkalk) dieser von Kreideschichten (und an den Abhängen zum Theil von Miocän) bedeckten Höhen liegt durchschnittlich in der Höhe von 350 m. Am Keilberg liegt die Grenze zwischen Malm und Cenoman bei etwa 400 m Meereshöhe. Ein Aufschluss im Plattenkalk zeigt ein Fallen der Schichten von etwa 5° gegen SW. Aus diesen Momenten und ferner aus der NS. streichenden unter 30° gegen Osten fallenden Bankung im plumpen Felsenkalk am Westrande des Keilbergs ist auf eine NS. streichende — also wieder der Keilberger Randspalte parallele — Störungslinie in dem den Keilberg gegen Westen begrenzenden Trockenthal zu schliessen**): 1₃ der Skizze p. 188 und Profil 5 p. 212.

Ob auch das Regenthal zwischen Zeitlarn und Regensburg tektonisch präformirt ist, scheint unsicher: Die Jura-Kreidegrenze liegt auf der Westseite in etwa derselben Höhe wie auf der Ostseite des Thales am Reinhausener Berg, bei ca. 350—355 m.

Die zertrümmerten, fast einer lockeren, groben Breccie ähnelnden Malmkalke (plumper Felsenkalk oder Hornsteinkalk?) beim **Schnaiterhof** liegen in ungefähr der gleichen Höhe — 380 m — wie die flach geneigten Hornsteinkalke östlich vom Jägerhof und Thanhof am Keilberg. Der Contact mit dem Granit, auf welche östlich vom Jura nach GÜMBEL's Karte noch ein Rest von Keuper liegen soll, ist nicht aufgeschlossen. Ueber die Lagerungsverhältnisse lässt sich nichts bestimmtes angeben. Nach den ziemlich zahlreichen Spuren von Kreide in den westlich angrenzenden Feldern zu schliessen, dürfte hier eine relativ geringe Neigung gegen Westen herrschen. Wahrscheinlich ist dieser kleine Jurarest nur ein durch die erodirende Thätigkeit des Wenzelbachs abgetrennter Theil des Keilbergs.

Für die weiter folgenden Juravorkommnisse constatirte schon v. AMMON beim **Abbachhof** und am **Regenstauer Galgenberg** überkippte Lagerung und ein Fallen der Schichten gegen das Urgebirge. Die beiden kleinen Schollen und mit ihnen das zwischen beiden liegende Vorkommen von Malmkalcken im **Postholz** zeigen tektonisch gleiches und vom Keilberg abweichendes Verhalten. Sie liegen an einer ungefähr N. 33° W. streichenden Linie, welche fast mit der Streichrichtung im Jura am Regenstauer Galgenberg zusammenfällt: Die Randverwerfung „Schwandorf—Keilberg“ biegt nördlich vom Keilberg aus der SN.-Richtung nach NW. um. Sie liegen ferner am Ostrande eines flachen Depressionsgebietes — der heutigen Thalweitung des Regen —, welches vom steil abbrechenden Jura-Kreiderand W. vom Regen, dem Bayerischen Walde und dem Zeitlerner Berg begrenzt ist.

Die einst einheitliche, jetzt bis auf drei kleine Reste denudirte Scholle gelangte nach GÜMBEL***) durch „Unterwaschungen und Zusammenbrüche“ in ihre überkippte Stellung. Unterwaschungen können vielfach Ursache lokaler kleinerer Störungen, von Rutschungen und Abstürzen sein. Es ist aber kaum denkbar, dass hier in Folge von Unterwaschungen ein Absturz der Jurascholle in der Weise erfolgt sein soll, dass — wie am Regenstauer Galgenberg — ein Schichtenverband vom unteren Dogger bis mindestens zu den Tenuilobatenschichten (wahrscheinlich

*) Nach freundlicher Mittheilung von Herrn Dr. BRUNHUBER.

***) cf. BRUNHUBER l. c. p. 247. GÜMBEL, Frankenjura p. 333.

***) GÜMBEL, Frankenjura p. 334.

noch bis incl. des plumpen Felsenkalks) mit seinen sehr verschiedenartigen Gesteinen in vollkommen normalem Zusammenhang eine Drehung von 135° durchgemacht haben soll, ohne total zertrümmert worden zu sein. Unterwaschungen hätten hier wohl zu Abrutschungen führen können. Eine Ueberkipfung der Schichten in Folge von Unterwaschungen wäre nur dann möglich gewesen, wenn die Juramasse in erheblich höherem Niveau gelegen hätte, wenn ihr dann in grösserem Umfange die Unterlage weggewaschen worden wäre, wenn dann die überhängende Juraplatte abgebrochen, gerutscht, gestürzt und dabei überkippt worden wäre. Das hätte katastrophenartig vor sich gehen müssen; die ganze abstürzende Juramasse, besonders die spröden Malmkalke, müsste zertrümmert sein. Eher ein wirres Haufwerk von Jurablöcken müsste am Regenstaufer Galgenberg liegen als der geschlossene Schichtenverband, den wir heute dort sehen. (Profil 6 p. 212).

Die überkippte Lagerung des Jura am Regenstaufer Galgenberg (im Postholz) und am Abbachhof lässt sich ungezwungener auf seitlich wirkenden Druck zurückführen als auf Unterwaschungen und Zusammenbrüche.

Beim Absinken der mesozoischen Tafel zwischen Schwarzwald und dem böhmisch-bayerischen Grenzgebirge muss innerhalb der absinkenden Masse — entsprechend der fortschreitenden centripetalen Bewegung dieses Rindensegmentes der Erdkruste — ein immer stärker werdender Horizontal- oder Seitendruck erzeugt worden sein. In den Randgebieten muss sich derselbe als Schub gegen die stehen gebliebenen oder weniger tief abgesunkenen Pfeiler äussern. Die mesozoische Tafel Süddeutschlands sank nicht gleichmässig in einem Stücke ab; sie zerbarst in einzelne Schollen. Die im nördlichen Frankenjura dabei entstandenen NW.—SO. streichenden Bruchstreifen wurden in Folge verschieden starken Absinkens und ebenso in Folge des immer kräftiger wirkenden Horizontaldrucks unter verschiedenen Winkeln gegen die Horizontalebene verschoben, wie das deutlich im Bau des nördlichen und nordöstlichen Frankenjura erkennbar ist.



Fig. 7.
Belemnites colloviensis OPP.
Durch Stauchung vielfach zerbrochenes und in seinen einzelnen Stücken verschobenes Fragment.

Auch im Jura des Regensburger Gebietes lässt sich ausser dem Absinken ein in WO.-Richtung wirkender Horizontalschub erkennen oder zum mindesten annehmen. Die einst ungetheilte Jurascholle vom Abbachhof bis zum Regenstaufer Galgenberg wurde bei Beginn ihrer Bewegungen zunächst wohl ebenso wie der Jura am Keilberg gegen Westen geneigt. Ihr östlichster Theil (oder Bruchstücke desselben) wurde bei weiterem Einsinken dann von Westen her gegen das nicht abgesunkene Massiv des Bayerischen Waldes gepresst, langsam durch Seitendruck an dem Granit aufgerichtet, zum Theil emporgehoben und zerbrochen, weiterer Schub führte langsam zur Steilstellung, zur Ueberneigung und schliesslich zur Ueberkipfung des randlichsten Theiles. Die vielfach zerbrochenen und in ihren einzelnen Fragmenten um nur ganz geringe Beträge verschobenen und verbogenen Belemniten im Ornaten-Thon (Fig. 7) und die zerborstenen und gequetschten Ammoniten in den Biarminus-Schichten sprechen für eine langsame Bewegung der Scholle, wie sie am ehesten durch Schub hervorgerufen gedacht werden kann.

Nach der Dislocation durch WO.-Schub entstanden im Jura des Regenstaufer Galgenbergs jene Klüftungen und Rutschflächen (p. 165), an denen in der überhängenden Masse zahlreiche kleine Verschiebungen gegen SW. vor sich gingen. Noch später dann trennte Erosion die Scholle vom Regenstaufer Galgenberg bis

zum Abbachhof in einzelne Stücke und schied sie weiter vom Jura am Keilberg und beim Schnaiterhof.

Auf gleichzeitig wirkenden geringeren Seitendruck sind wahrscheinlich auch die im Keilberger Jura zu beobachtenden Stauchungserscheinungen zurückzuführen (p. 214).

Die Dislokationen, welchen die Juramassen vom Abbachhof bis zum Regenstauer Galgenberg unterworfen waren, berechtigen gegenüber der fast horizontalen Lagerung des Malm auf der Westseite des Regenflusses und gegenüber dem weniger stark durch seitlichen Schub beeinflussten Jura am Keilberg zur Annahme von mindestens zwei Störungslinien. Die eine derselben, an welcher die westlich und östlich vom Regen liegenden Theile der mesozoischen Tafel dislocirt wurden, muss im Bereich des Regenthal zwischen Regenstaufer und Zeitlarn liegen; vielleicht entspricht sie dem jetzigen Erosionsrande von Malm und Kreide auf dem Westufer des Regen. Wir hätten dann eine weitere der „Keilberger Randspalte“, Tegernheimer Schlucht bis Irlbach, gleichgerichtete Dislokationslinie. Eine zweite Dislokationslinie, welche die überkippte Scholle Abbachhof—Regenstauer Galgenberg von den nicht überkippten Juramassen zwischen dem Regen und dem Ostrande des Keilbergs scheidet, streicht vermuthlich W.—O., dem Nordhang des Zeitlarn Berges entlang gegen den Schnaiterhof hin; das ergäbe wieder eine der „Donauspalte“ parallele Linie. Die jetzt mit Quartärgesteinen erfüllte Depression zwischen Regenstaufer und dem Zeitlarn Berg, d. h. zwischen dem Jura-Ende W. vom Regen, zwischen dem Bayerischen Walde und dem Nordrande des Zeitlarn Berges (Linie Zeitlarn—Schnaiterhof) ist zurückzuführen auf eine in diesen Grenzen tiefer abgesunkene Jura-(Kreide-)Scholle, deren randlicher Streifen — vom Regenstauer Galgenberg bis zum Abbachhof — beim Absinken abgebrochen und überkippt wurde.

Die Lagerungsverhältnisse ergeben in unserem Gebiete zwei Dislokationslinien I. Ordnung, die „Donauspalte“ und die „Keilberger Randspalte“ mit ihrer gegen NW. gerichteten Fortsetzung. An diesen Verwerfungen fanden Absinkungen in grösserem Maasse statt. Als Begleit- und Folgeerscheinungen des Einsinkens der süddeutschen Juraplatte erkennen wir ferner ein ziemlich dichtmaschiges Netzwerk von hauptsächlich N.—S. und W.—O. verlaufenden Dislokationslinien untergeordneter Bedeutung in unserem kleinen Gebiete, an welchen die ursprünglich gegen SW. geneigte Scholle in kleinere Stücke zerbrach. Zum Theil in Folge von Seitendruck geriethen diese kleineren Schollenstücke in sehr verschiedene Neigung zur Horizontalebene. Die Lage der Dislokationslinien in der Skizze p. 188 konnte nur ganz annäherungsweise eingetragen werden.

Das letzte Capitel in der wechselreichen geologischen Geschichte unseres Gebietes gehört den Erosions- und Denudationserscheinungen an. Erosion und Denudation legten die letzte Hand an, um dem Regensburger Gebiet sein heutiges topographisches Bild aufzuprägen.

Durch das Absinken und Zerbrechen der süddeutschen Juraplatte im Paläogen wurden den fließenden Wässern und der Erosionsthätigkeit derselben natürlich neue Wege vorgezeichnet: vom neuentstandenen Bayerischen Walde nach Westen gegen das süddeutsche Senkungsfeld und von diesem wie vom Bayerischen Walde gegen das tiefere Senkungsgebiet im Süden des heutigen Donaulaufes. Die nicht in die Tiefe gesunkenen Juragesteine östlich der Randverwerfung wurden denudirt. Flüsse etwa im Oberlauf des Regen und sein von Ost gegen West strömenden Zuflüsse,

wie im Thal des Wenzenbachs, im Weiherbachthal bei Regenstauf und in zahlreichen jetzt trockenen Rinnen zwischen beiden Bächen, arbeiteten daran, die Niveauverschiedenheiten zwischen dem Bayerischen Walde und seinem abgesunkenen Kreide-Jura-Vorlande zu verwischen und dieses Vorland zu durchfurchen. Auch den Keilberg durchfurcht eine solche einstige Erosionsrinne, das von Grünthal südwestlich gegen Brandberg ziehende Trockenthal mit kleinen Tributärrinnen; die Wasserführung wurde diesem Thal wohl erst in jüngster Zeit durch die nahe dem Ostrand des Keilbergs hinziehende Rinne unterbunden, welche bei Irlbach den Wenzenbach erreicht. Die Wasserläufe durchbrachen den aufgerichteten Ostrand des Jura und zerschnitten ihn allmählich in kleiner und kleiner werdende Schollen. Zur Miocänzeit wurden durch solche Wasserläufe grosse Mengen Verwitterungsschutt vom Bayerischen Walde auch in das Depressionsgebiet an seinem Westfuss transportirt. Hier wurde der Schutt in Form von mehr oder weniger grobem Sande zum Theil in dem Senkungsgebiet der Thalweitung zwischen Zeitlarn und Regenstauf und auf der westlich angrenzenden von Flussläufen durchfurchten Jura-Kreidetafel abgelagert, zum Theil durch einen NS. fliessenden Wasserlauf, etwa den Unterlauf eines miocänen Wenzenbachs, in das westlich den Keilberg begrenzende, tektonisch präformirte und durch Erosion erweiterte und vertiefte Thal*) transportirt, zum Theil weiter in die Donauthalung verfrachtet.

Im älteren Quartär herrschte dann erneute grössere Erosionsthätigkeit, welche, das im Miocän begonnene Werk fortsetzend, nun allmählich zu den topographischen und hydrographischen Verhältnissen der hentigen Zeit hinüberleitet.

Dass die randlichen Schollen des Jura von der Donau bis zum Regenstauer Galgenberg nicht ganz denudirt sind, verdanken sie dem Schutz, welchen ihnen hiergegen die östlich angrenzenden, noch zu grösseren Höhen aufragenden Massen des Bayerischen Waldes gewährten und gewähren.

Durch tektonische Vorgänge wurde der heutige Ostrand im Jura-gebiet zwischen Regensburg und Regenstauf präformirt als ein Bruchrand. Es ist das aber kein Bruchrand einer stehen gebliebenen Scholle wie der Südrand des Keilbergs und des ganzen Süddeutschen Jura überhaupt, sondern der einer abgesunkenen und zerbrochenen Scholle; Erosionsthätigkeit zerstückelte ihn in grössere und kleinere Schollen.

Die Erosion schuf hier am Ostrande im Regensburger Gebiet nirgendwo das charakteristische Bild des grossartigen Erosionsrandes; wie es der Nordwest-Nord- und West-Rand der süddeutschen Juratafel zeigt, und dessen Entstehung neuerdings BRANCO (Schwabens 125 Vulkanembryonen p. 18—27) eingehend geschildert hat. Selbst am Ostrand des Keilbergs, wo durch die Tegernheimer Schlucht und den dem Wenzenbach bei Irlbach zufließenden Wasserriss etwas an den schwäbisch-fränkischen Erosionsrand erinnernde Verhältnisse geschaffen sind, ist in den sanfter geböschten Hängen kaum eine schwache Erinnerung an den typischen Albrand gegeben. In Folge der stärkeren Neigung der Juraschichten und der im Osten vorgelagerten höher aufragenden Gesteine des Bayerischen Waldes war hier die Herausbildung des „Albrandes“ unmöglich und ebenso unmöglich die Modellirung von „Zeugenbergen“ in der Form, wie sie durch Schwaben und Franken dem Albrande vorgelagert sind.

*) Beim Harthof am Ostausläufer des Reinhausener Berges liegen miocäne Sande mit prächtiger Kreuzschichtung auf plumpem Felsenkalk in tieferem Niveau als die Kreideschichten. Es muss hier also im Miocän schon eine Erosionsrinne vorhanden gewesen sein.

Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
Dr. J. F. Pompeckj, Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Ostgrenze des Fränkischen Jura)	139—218
I. Juraschollen zwischen Regensburg und Regenstau.	
Der Jura am Keilberg	141—157
Unterer Lias	142—143
L ₁ Angulaten-Sandstein S. 142.	
L ₂ Stufe des <i>Arietites Bucklandi</i> S. 143.	
Mittlerer Lias	143
L ₃ , L ₄ Amaltheenschichten S. 143.	
Oberer Lias	143—148
L ₅ , L ₆ Posidonomyenschiefer und Sandstein mit <i>Dactyloceras commune</i> S. 143—144.	
L ₇ Schichten mit <i>Coeloceras crassum</i> und <i>Lytoceras jurense</i> S. 144—147.	
L ₆ Subzone des <i>Grammoceras Aalense</i> S. 147—148.	
Unterer Dogger	148—149
D ₁ Opalinuston S. 148.	
D ₂ Eisensandstein S. 148—143.	
Mittlerer Dogger	149
D ₃ Variansschichten S. 143.	
Oberer Dogger	149—153
D ₄ <i>Macrocephalenoolith</i> S. 149—153.	
Unterer Malm	153—154
M ₁ Zone des <i>Aspidoceras biarmatum</i> S. 153.	
M ₂ und M ₃ Zone des <i>Peltoceras transversarium</i> und der <i>Waldheimia impressa</i> S. 154.	
M ₄ Zone des <i>Peltoceras bimammatum</i> S. 154.	
Mittlerer Malm	154—155
M ₅ Zone der <i>Oppelia tenuilobata</i> S. 154.	
M ₆ Zone des <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> S. 154—155.	
Oberer Malm	155—157
M ₃ Zone der <i>Exogyra virgula</i> und des <i>Harpagodes Oceani</i> , des <i>Perisphinctes Ulmensis</i> und der <i>Oppelia lithographica</i> S. 155—157.	
Die Jurapunkte beim Schnaiterhof, Abbachhof und Postholz	157—158
Der Jura am Galgenberg bei Regenstau	158—167
Unterer Dogger	159
D ₂ Eisensandstein S. 159.	
Mittlerer Dogger	160
D ₃ Variansschichten S. 160.	
Oberer Dogger	161—164
D ₄ <i>Macrocephalenschichten</i> S. 161.	
D ₅ <i>Ornatenthon</i> : a) Zone der <i>Reineckia anceps</i> und des <i>Cosmoceras Jason</i> S. 162 und 163.	
D ₅ <i>Ornatenthon</i> : b) Zone des <i>Peltoceras athleta</i> S. 163—164.	
Unterer Malm	164—166
M ₁ Zone des <i>Aspidoceras biarmatum</i> S. 164.	
M ₂₋₄ Zonen des <i>Peltoceras transversarium</i> bis <i>P. bimammatum</i> S. 165.	
Mittlerer Malm	166—167
M ₅ Zone der <i>Oppelia tenuilobata</i> S. 160.	
Schichtenfolge im Lias am Keilberg	167
Schichtenfolge im Dogger und Malm am Keilberg und am Regenstauer Galgenberg	168—169

	Seite
II. Faciesverhältnisse und Küstenlinien im Juragebiet von Regensburg und Regenstauf	170—208
Einleitung und Allgemeines.	
Lias	173—189
Planorbiszone S. 173, Angulaten- und Arietenzone S. 174—176, Arietenzone S. 176—177, Amaltheenschichten S. 177—178, Zone der Posidonomya Bronni S. 178—186, Jurensiszone S. 186—187, Aalensis-Mergel 287—189.	
Dogger	189—204
Opalinusschicht S. 189, Zone der Ludwigia Murchisonae S. 189, Somminia Sowerbyi — Parkinsonzone S. 194, Variansschichten S. 194, Macrocephalen-Oolith S. 195, Zonen der Reineckia anceps und des Peltoceras athleta S. 196,	
Malm	204—208
Schlussfolgerung	208
III. Der heutige Jura-Ostrand im Regensburger Gebiet und seine Entstehung	209—218
Keilberg S. 210—215, Profil-Tafel S. 212, Reinhausener, Sallerner, Zeitlarnner Berg S. 215, Schnaiterhof S. 215, Abbachhof, Postholz, Regenstauffer Galgenberg S. 215—217. Erosions- und Denudationserscheinungen S. 217, Schlussfolgerungen S. 218.	

