

# Geognostische Jahreshefte.

Vierzehnter Jahrgang.

IX 911

1901.



Herausgegeben

im Auftrage des Königl. Bayerischen Staatsministeriums des Innern

von

der geognostischen Abtheilung des Kgl. Bayer. Oberbergamtes  
in München.

~~XXVIIII~~  
~~596~~

Bayer. Geolog. Landesamt	
<b>Bücherei</b>	
Inv.No.	2138
p. 5.	8671
	Jahr

~~STAATSMINISTERIUM~~  
~~D. HAUSER & CO.~~

München.

Verlag von Piloty & Loehle.

1901.

**Bücherverzeichnis**

Nr. F2-1a-14/2

Bayer. Geolog. Landesamt

**Bücherei**

Inv.No. 1a

2. Exph. Jahr

Prognostische  
Jahreshefte

Vierteljahrshefung

1901

~~B. Staatsministerium  
für Wirtschaft  
Bücherei~~

841)

## Uebersicht des Inhaltes.

	Seite
<b>L. von Ammon</b> , Ueber Conchylien aus Münchner Schotterablagerungen und über erratische Blöcke . . . . .	1—22
(Mit 8 Textfiguren.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 22.	
<b>O. M. Reis</b> , Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Stein- salzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt . . . . .	23—127
(Mit Tafel I—VI und 4 Textfiguren.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 119—121, Tafel-Erklärung S. 121—127.	
<b>F. Pfaff</b> , Bemerkungen über Chondriten und ihre Entstehung . . . . .	129—138
<b>J. F. Pompeckj</b> , Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regen- stauf. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Ostgrenze des Fränkischen Jura)	139—220
(Mit 7 Textfiguren.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 219—220.	
<b>K. Deninger</b> , Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall . . . . .	221—246
(Mit Tafel VII und VIII.)	
Inhalts-Verzeichnis S. 244, Tafel-Erklärung S. 245.	
<b>K. Oebbeke</b> und <b>A. Schwager</b> , Beiträge zur Geologie des Bayerischen Waldes. 1. Ueber ein Gestein von Appmannsberg . . . . .	247—250

# Ueber Conchylien aus Münchner Schotterablagerungen und über erratische Blöcke.

Von

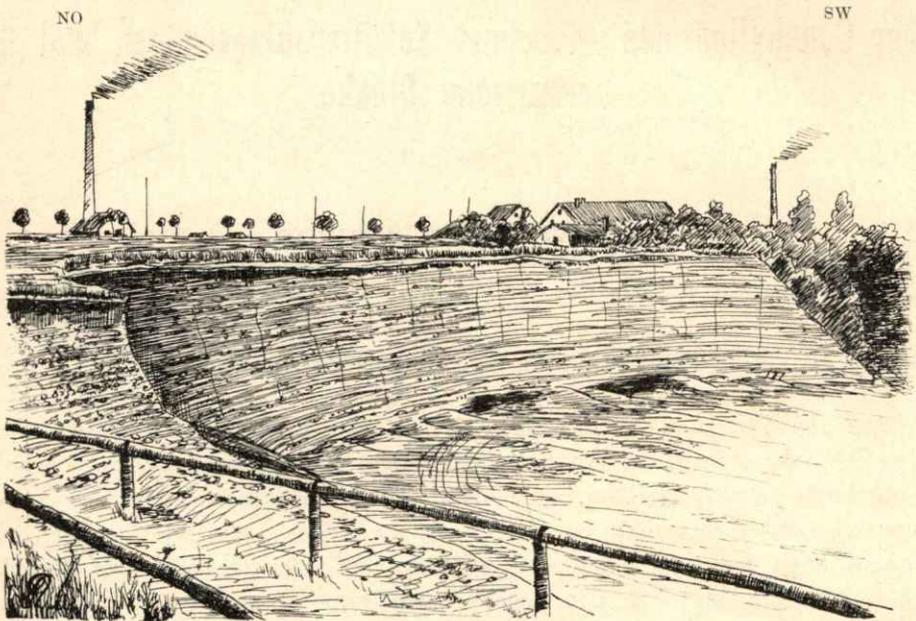
Ludwig von Ammon.

## A. Conchylien aus dem Schotter von Föhring.

Von den diluvialen Ablagerungen der Münchner Gegend hat bisher nur der kalkige Lehm (Löss) Fossilien und zwar Conchylienreste in einiger Menge, wenigstens was Stückzahl betrifft, geliefert; die Zahl der Arten, unter denen die *Succinea oblonga* weitaus vorherrscht, ist auch hier, im Lehm, eine sehr geringe, allerdings hat noch keine systematische Aufsammlung der Lössfauna des Münchner Gebiets stattgefunden. Aus den Schotterlagen kamen nur sehr vereinzelt Funde von Knochenstücken oder Zähnen, meist dem Mammuth angehörig, zur Kenntnis, und ich habe nur an einer Stelle, nämlich im Wildenholzer Thälchen bei Grub unfern Bruck südöstlich von Moosach (im Gebiet des alten Inngletschers) im Complex eines älteren, unter Moränenschutt liegenden Schotters Einschlüsse von Molluskenschalen aufgefunden. In meiner Schrift „Die Gegend von München“ habe ich auf Seite 60 (Separatabdruck; S. 296 in der Festschrift der Geograph. Gesellschaft) die geologischen Verhältnisse des obengenannten Punktes kurz besprochen.

In neuerer Zeit ist nun an einer zweiten Stelle in einem Kieslager das Vorkommen von Weichthiergehäusen nachgewiesen worden, nämlich in der Kiesgrube von St. Emmeran nächst Ober-Föhring bei München. Auf diese Stelle machte mich zuerst der k. k. pens. Hauptmann Herr KARL FREIHERR VON LÖFFELHOLZ VON COLBERG aufmerksam, welcher mir auch mehrmals von ihm dort gesammelte Schneckenschälchen zu überbringen die Güte hatte, wofür ich bei dieser Gelegenheit dem Genannten, welcher sich sehr eifrig und mit Erfolg um die weitere Erforschung des Münchner Gebietes bemüht, meinen ganz ergebensten Dank zum Ausdruck bringen möchte. Ich begab mich vor einiger Zeit an den Fundplatz und überzeugte mich, dass in grosser Zahl Molluskenreste in den aus fein geschlämmtem Material bestehenden dünnen sandiglettingemelligen Einlagerungen des Kieses enthalten sind. Nach ungefähr zweistündigem Suchen hatte ich so viel Schälchen bei einander, dass sich die unten angegebene kleine Fauna zusammen-

stellen liess; die Mehrzahl der Gehäuse wurde durch Schlämmen gewonnen. Es unterliegt keinem Zweifel, dass sich bei nachhaltigem Aufsammeln und Auswaschung des conchylienführenden Lettens eine reichliche Artenzahl, jedenfalls auch mit einigen bemerkenswerthen Formen, ergeben wird, worauf ich die Herren Palaeontologen und Malacozoologen ganz besonders aufmerksam machen möchte. Es darf noch erwähnt werden, dass die Stelle leicht erreichbar ist: sie liegt von der Endstation der Elektrischen Stadtbahn in Bogenhausen nur 4 km weit weg; sonn- und feiertags wird die Strecke sogar von einem Omnibus befahren, namentlich ist während der besseren Jahreszeit häufig Gelegenheit dazu geboten.



Figur 1.  
Kiesgrube zu St. Emmeran bei Ober-Föhring.

Die Fauna ist in das Niveau des Unteren Mittelpleistocäns zu setzen, während der im Hangenden der Kiesablagerung befindliche Lehm und Löss dem Oberen Mittelpleistocän entspricht.

Ueber die Kiesgrube von St. Emmeran habe ich in meiner Gegend von München (S. 100, Separatabdruck) schon Einiges in geologischer Beziehung gesagt; inzwischen ist die Grube bedeutend erweitert worden. In senkrechten Wänden, nahezu 11 m hoch, ist jetzt darin der Kies angeschnitten. Durch den Schotter ziehen sich ab und zu dünne sandige Lagen hindurch. Im unteren Theile des Aufbruches sieht man, dass dem Kies Schmitzchen oder dünne Streifen von sandigem Letten oder weichem lettigem Mergel, zum Theil auch schwache festere Mergelbänken führend, eingelagert sind. Die Schmitzchen sind hauptsächlich auf zwei Gruppen vertheilt, die in der obenstehenden\*) von Herrn SCHWAGER gezeichneten

\*) Die ungefähre Lage der Lettenschmitzchen oder ihrer Gruppen ist durch die dunklen Stellen an der Basis der Kiesgrube markirt (es ist dabei sich jedoch zu vergegenwärtigen, dass die Einlagerungen verhältnismässig weit geringere Dimensionen haben als die beiden dunklen Partien an Raum einzunehmen scheinen); über dem Kieslager befindet sich eine abgedeckte, ehemals von Lehm eingenommene Fläche. Die beiden Schlöte im Hintergrunde des Bildes gehören grösseren

Figur 1 eingetragen sind; sie liegen etwa  $\frac{1}{2}$  oder  $\frac{3}{4}$  m über dem Boden der Kiesgrube. Der Kies, der unter den Lettenschmitzen folgt, hat dieselbe Beschaffenheit wie der neben und über ihnen gelagerte; seine untere Grenze, gegen den obermiocänen Flinz, dürfte etwa 2—3 m unter dem jetzigen Aufschlusse zu suchen sein. In diesen Lettenschmitzen nun sind die Conchylien eingeschlossen, namentlich erweisen sich die südlich gelegenen (die dunkle Partie rechts am Bild) reich an Schälchen. Die Schmitzen finden sich lager- oder nesterweise vor, doch treten vereinzelt auch ballenförmige Partien der lettigen Masse auf, jedenfalls aber ist nicht anzunehmen, dass sie aus einer vor dem Absatz des Kieselies schon vorhanden gewesenen, älteren diluvialen Ablagerung ausgewaschen und nachträglich in den Schotter gelangt seien. Wir haben offenbar eine mit dem Schotter im allgemeinen zeitlich gleiche Bildung vor uns.

Das Material der lettig-mergeligen Einlagerungen wechselt etwas in der petrographischen Zusammensetzung, wie schon oben angedeutet; es können sich theils härtere Mergelbänken herausbilden, theils werden die Streifen ganz sandig und sind dann sehr glimmerreich. Im allgemeinen bestehen sie aus einem sehr lettigen Mergel. Von dem südlich gelegenen, conchylienreicheren Schmitzen wurde eine Probe von A. SCHWAGER chemisch untersucht. Darnach ist dieser matt gelblich-graue lettige Mergel zusammengesetzt aus 86,80% Silikaten (meist Thon, dann auch Glimmer, und zwar hauptsächlich aus der Biotitreihe, und Feldspath) sowie vorherrschendem Quarz und 13,20% Carbonaten (12,06%  $\text{CaCO}_3$  und 1,14%  $\text{MgCO}_3$ ). Als Schlämmrückstand des Mergels hat sich ein Gehalt von 29% glimmerreichem Quarzsand ergeben; die Quarzkörner sind nicht so sehr klein, manche haben einen Durchmesser bis zu 1 mm, sie sind theils ganz klar und scharfkantig (Quarz aus alpinen archaischen Gesteinen), theils häufig milchig, trübe und abgerundet (Quarz aus zertrümmerten Sandsteinen). Zu den auffälligsten und zugleich größten Gemengtheilen des sandigen Rückstandes gehören noch, wie SCHWAGER gefunden hat, Bröckchen eines gelblichen Sandsteines (alttertiär, Flysch), von Pechkohle (offenbar tertiär) und rothem Hornstein (jurassisch). Mehr als  $\frac{1}{2}$ % sind im Mergel schwerere Mineraltheilchen (über 3,0 spez. Gewicht) enthalten, unter diesen mikroskopischen Beimengungen lassen sich nach A. SCHWAGER hauptsächlich Titaneisen, Granat und Epidot erkennen.

Der verhältnismässig geringe Gehalt des lettigen Mergels an Carbonaten (sonach hohe an Kieselerde) und namentlich an Bittererde spricht nach den Ermittlungen von A. SCHWAGER\*) über die Begleitsande der Schotter für die Zuweisung zu einem älteren Schotter (mit Ausschluss des ältesten, des Deckenschotters). Unser fossilführendes Gebilde kann man vielleicht nicht ganz ungeeignet als eine Art Sandlöss bezeichnen. Es theilt mit dem rheinischen Sandlöss, dem vor allem im Gegensatz zu den dünnen Einlagerungen jenes eine mächtige Verbreitung zukommt, die starke Sand- und Feldspathführung, wengleich freilich sonst mancherlei Verschiedenheiten in petrographischer Beziehung bestehen; immerhin mag die stratigraphische Stellung des typischen Sandlösses derjenigen unserer Mergelstreifen so

Ziegeleien an. Der Lehm des Plateaus liefert, namentlich in dem südlich von Ober-Föhring und Engschalking gelegenen Gebiete, wie bekannt, das Ziegelgut für die Stadt (s. Anhang, S. 18), Analysen vom Material der Münchner Lehminsel findet man bei SCHWAGER, s. diese Jahreshefte für 1894 (VII), S. 88 (Lehm von Ramersdorf), und für 1899 (XII), S. 149 (Lehm von Unter-Föhring).

\*) SCHWAGER A., Analysen von Gesteinen der Münchner Gegend. Geognost. Jahresh. XII, 1899, S. 138.

ziemlich entsprechen. Uebrigens kann man bei den letzteren direkt an den älteren oder unteren Löss denken, der eben auch als ein Aequivalent des Sandlösses aufzufassen sein mag. Ein solch älterer Löss wird für die Münchner Gegend nach der Auffindung von PENCK bei Höllriegelskreuth angenommen. SCHWAGER (loc. cit. S. 144) hat ihn chemisch untersucht. Seine Masse enthält auch viel Sand, er unterscheidet sich aber petrographisch durch weit grösseren Carbonatgehalt, wenigstens in seinen oberen Lagen, und beträchtlich geringere Führung von schwereren Mineraleinschlüssen (0,1%) gegenüber unserem Material, in welchem diese mindestens fünfmal so reichlich vorkommen. Wenn hier auf den Vergleich mit einem Löss eingegangen wurde, so geschah dies hauptsächlich mit Rücksicht auf das stratigraphische Niveau und auf die Zusammensetzung der Masse; das geologische Auftreten einer Lössablagerung ist durch ihre bedeutende horizontale und meist auch vertikale Ausdehnung von vorne herein ganz anders beschaffen als das der dünnen Einlagerungen in unserem Schotter.

Das Kieslager gehört zum Hochterrassenschotter nach der bisherigen Auffassung. In neuerer Zeit nimmt man bekanntlich vier Schotterstufen an.\*) In welcher Weise die beiden mittleren Schotter (der Decken- und der Niederterrassenschotter bleiben ohnedem in der alten Auffassung bestehen), falls sie auszuscheiden sind, durch das Münchner Gebiet sich durchführen\*\*) lassen werden, müssen erst weitere Ermittlungen lehren. Man darf vielleicht in unserer neuen Fauna das Residuum der Lebewelt einer kurzen interglacialen Periode zwischen zwei durch ältere Schotterstufen markirte glaciale Phasen ansehen, doch möchte ich mich darüber vorerst nicht weiter auslassen. Es wird für die Altersfixirung unserer conchylienhaltigen Lettenzwischenlagen genügen, wenn man sie zunächst als etwa einem älteren Abschnitt in der Zeit der Hochterrassenschotterbildung angehörig bezeichnet und sie daher, wie oben schon gethan, ins Untere Mittelpleistocän stellt. Es liegt nahe, die bekannten conchylienreichen Bildungen des rheinischen Gebietes, die Schichten von Hangenbieten, deren Fauna man durch die eingehende Studie\*\*\*) von ANDREAE sehr gut kennt, und den Mosbacher Sand, zum Vergleiche beizuziehen. Beide Ablagerungen mögen ungefähr im Grossen und Ganzen das gleiche Alter haben als unsere Münchner fossilienhaltige Lage. Gleichwohl dürfte diese ein

\*) PENCK ALBR., Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. Vorträge des Vereins zur Verbreitung naturw. Kenntn. in Wien. 39. Jahrg. Heft 3, Wien 1899.

Auch STEINMANN (Ueber die Gliederung des Pleistocän im bad. Oberlande, Mitth. d. Grossh. bad. geol. Landesanst. 1893 und Entwicklung des Diluviums in Südwestdeutschland, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft, 1898, S. 83—106) hat zu den früher bekannten Schotterstufen noch eine weitere angenommen. Seine Mittelterrasse, bedeckt vom Jüngeren Löss, liegt zwischen Nieder- und Hochterrasse.

\*\*) Die beiden Schottersysteme könnten auch in manchen Verbreitungsgebieten unmittelbar aufeinander liegen; dann ist es schwer, falls der tiefere Schotter keine deutliche Verwitterungsfläche an der oberen Grenze besitzt, die zwei Stufen auseinanderzuhalten.

Aequivalente Bildungen der in der vorigen Anmerkung erwähnten Mittelterrasse dürften gewiss auch der Münchner Gegend nicht fehlen. Vergleichende Beobachtungen werden darüber später sichere Anhaltspunkte geben können. — Sieht man die sandigleittigen Einlagerungen im Kies von St. Emmeran als Vertreter des älteren oder Sandlösses an, dann könnte man die über 10 m hohe Kieswand als Mittelterrasse deuten und hätte dann oben, am Plateau, nur den jüngern Löss als Lehm anzunehmen. Doch möchte ich mich darüber vorerst nicht weiter mit Bestimmtheit aussprechen. Hier ist daher zunächst noch die Bezeichnung Hochterrassenschotter in dem Sinn wie in meiner Schilderung der Münchner Gegend gebraucht.

\*\*\*) ANDREAE A., Der Diluvialsand von Hangenbieten im Unter-Elsass. Abhandlung zur geol. Spezialkarte von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft II, Strassburg 1884.

wenig höher im stratigraphischen Niveau liegen als jene Schichten, d. h. die hauptconchylienführende Lage von Hangenbieten. Den typischen Schichtencomplex von Hangenbieten zieht SCHUHMACHER\*) zu seinen Interglacialen Sanden; daselbst kommen übrigens mehrere, deutlich von einander getrennte conchylienreiche Lagen unter der Lössbedeckung vor. Vielleicht lässt unser Material später, nach grösseren Aufsammlungen, falls wirklich Hangenbieten näher in Vergleich gezogen werden müsste, noch eine genauere Parallelisirung mit einer der dortigen Schichten zu, wobei wohl hauptsächlich nur die oberen Lagen in Betracht kämen. Manche Geologen wollen Hangenbieten und sonst die rheinischen conchylienführenden Sande in das Unterpleistocän stellen,\*\*) andere glauben, für Hangenbieten und Mosbach noch ein mittelleistocänes Alter annehmen zu sollen. So rechnet KOKEN den Mosbacher Sand ins Mittelleistocän,\*\*\*) und LEPSIUS†) führt aus, dass die untersten reichlicher conchylienführenden Schichten des Hangenbietener Profils bereits dem mittleren Diluvium angehören müssen, da ihre Fauna ganz demjenigen des Mosbacher Sandes entspricht, in welchem nach ihm eine mittelleistocäne Ablagerung vorliegt. In neuerer Zeit scheint man aber doch dieser Ansicht nicht mehr ganz zu huldigen, da in einer unlängst veröffentlichten Arbeit von WITTICH††) die Mosbacher Stufe in das jüngere Unterdiluvium gestellt wird.

Die bis jetzt aus der Föhringer Kiesgrube erhaltenen Conchylien vertheilen sich auf folgende Arten:

- Succinea putris* L. sp.  
 „ *Pfeifferi* ROSSM.  
 „ *oblonga* DRAPARN.  
*Limneus truncatulus* MÜLL. sp.  
 „ *palustris* MÜLL.  
*Patula pygmaea* DRAPARN. sp.  
*Helix sericea* DRAPARN.  
*Pupa muscorum* L. sp.  
 „ *columella* BENZ  
*Planorbis rotundatus* POIRET  
*Pisidium obtusale* C. PFEIFF.

Sämmtliche Arten kommen bei Hangenbieten und Mosbach vor; sie sind auch bis auf den einen Zweischaler in den oberen mittelleistocänen Absätzen (Löss von Mitteldeutschland enthalten und weiters der Mehrzahl nach, inclusive des *Pis. obtusale*, aus vereinzelt oberpleistocänen Ablagerungen bekannt. Alle obigen Formen finden sich noch lebend vor und gehören auch, mit Ausnahme der *Pupa columella*, unserer einheimischen Schnecken- und Muschelfauna an. *Pisidium*

\*) SCHUHMACHER, Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes, S. 294 ff. Mittheil. der Commiss. für die geol. Landes-Unters. v. Elsass-Lothringen, II. Bd., Strassburg 1890.

\*\*\*) THÜRACH, Bericht über die Exkursionen am 29. und 30. März und 1. April. Im Berichte über die 27. Versammlung des Oberrheinisch. geolog. Vereins zu Landau 1894. Auch SANDBERGER zieht in seiner grossen Monographie über die Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt Hangenbieten sowohl wie Mosbach zum unteren Pleistocän.

\*\*\*\*) KOKEN, E., Beiträge zur Kenntnis des schwäb. Diluviums. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beilage 6, XIV, 1901, S. 131 (Tabelle).

†) LEPSIUS, R. Geologie von Deutschland 1. Bd. (1892), S. 665.

††) WITTICH, E. Beitrag zur Kenntniss des unteren Diluviums und seiner Fauna in Rheinhessen. Notizblatt des Vereins für Erdkunde u. der Grossh. geol. Landesanstalt zu Darmstadt. IV. Folge, 21. Heft, Darmstadt 1900.

*obtusale*, das sich südlich der Alpen nicht mehr findet, ist eine mehr nördliche Form.\*) *Pupa columella*, die gegenwärtig im nördlichen Russland und auf hochalpinen Standorten lebt, ist, wie bekannt, eine für das Pleistocän namentlich charakteristische Art.

In der Föhringer Fauna ist *Succinea oblonga* weitaus das häufigste Conchyl. Was den Erhaltungszustand der Gehäuse betrifft, so zeigt sich ein ziemlich grosser Theil derselben schon im Letten zerbrochen, doch gelingt es nicht schwer, von nahezu allen Formen ganz intakte Exemplare zu erhalten.

Ich schliesse hiermit meine kurze Mittheilung über das Föhringer Vorkommen. Möchte doch durch diesen Hinweis Veranlassung zu weiteren Aufsammlungen gegeben werden! Die Hangenbietner Fauna umfasst achtzig Arten. Wenn auch unsere Schichten, schon ihrem Material nach, voraussichtlich keine Fauna, die der ebengenannten an Reichhaltigkeit nur einigermaßen gleichkommen wird, liefern können, so dürfte doch durch einen fleissig Suchenden die Artenzahl um ein Beträchtliches der jetzigen Ausbeute gegenüber vermehrt werden.

## B. Conchylien aus dem jüngeren Schotter.

In neuester Zeit hat AD. SCHWAGER an verschiedenen Plätzen Conchylien in jüngeren Schotterablagerungen aufgefunden. Diese Kieslager, wenigstens die zunächst zu besprechenden, können ihrem Vorkommen, ihrem Aussehen und den sonstigen Verhältnissen nach wohl keinem andern Complex als dem des Niederterrassenschotters zugerechnet werden. Auch hier sind die Schälchen in einem weichen sandig-lettingen, aber zugleich ziemlich kalkreichen Gebilde eingebettet, so dass eine völlige Analogie mit den Einschlüssen im Hochterrassenschotter vorliegt.

Die sandig-lettingen molluskenführenden Mergel sind hauptsächlich in den Kiesgruben der flachen Niederterrasse nördlich von der Stadt, und zwar nahe am Rande der Terrasse, anzutreffen. Eine solche Fundstelle ist beispielsweise die grosse magistratische Kiesgrube beim Pflasterzollhäuschen an der Burgfriedengrenze, Ungererstrasse Nr. 19. Der Mergel bildet hier keine besonders grossen ballen- und linsenförmigen oder in leicht gebogenen Streifen auftretenden Einlagerungen. Die aufgeschlossene Kieswand hat ungefähr die Höhe von 3 m; etwa 1 m über dem Boden finden sich die Hauptpartien der Mergelstreifen vor. Reichlichere Einlagerungen des Mergels lassen sich in einer Kiesgrube gleich unterhalb Freimann und zwar in der nördlichen der beiden nahe beieinander und gleichfalls, wie der ersterwähnte Aufschluss, an der Freisinger Landstrasse gelegenen, ziemlich grossen Gruben erkennen. Hier ist die Kiesmasse schon sehr niedrig und lässt sich an ihrem Rande gegen die Alluvialfläche des Isarthales gerade noch erkennen; immerhin hat der Kiesaufbruch in den Gruben selbst die Höhe von 2—3 m. Im tieferen Theile der südlich gelegenen tritt das Tertiär als glimmerreicher lettiger Sand (Dinotheriumsand) zu Tage. Die lettigen Einlagerungen im Schotter sind in verschiedener Höhe darin vertheilt, vorwaltend treten sie aber etwa in der Mitte der Kieswand auf. Wegen der Nachbarschaft der Isar läge nun von vorneherein der Gedanke an Alluvialanschwemmungen nahe; man gelangt jedoch bei sorgfältiger Prüfung der Verhältnisse zur Ansicht, dass die conchylienführenden Einlagerungen noch zum Complex des intakten Schotters gehören, und

\*) CLESSIN, S. Vom Pleistocän der Gegenwart. Eine conchyliologische Studie. Correspondenzbl. d. zool.-min. Ver. in Regensburg. 31. u. 32. Jahrg. 1877 u. 1878, speciell S. 61 (1878).

dass für diesen hinsichtlich seiner Altersbestimmung, der ganzen Sachlage nach, nur der Niederterrassenschotter in Betracht kommen kann. Ausser den lettig-mergeligen Gebilden treten auch rein sandige Einlagerungen und zwar in etwas grösserer Ausbreitung als die Lettenstreifen im Kiese auf; stellenweise zeigt der Kies neben und unter dem horizontal verlaufenden Sand starke Diagonalschichtung. Im Sande finden sich gleichfalls sehr viele Conchylienreste vor, aber nur im ganz zertrümmerten Zustande. Im weichen Material des Lettens oder Mergels sind dagegen vielfach die Schälchen erhalten geblieben. Die Einlagerungen dieser lettig-mergeligen oder sandig-lettigen Gebilde sehen zum Theil recht eigenartig in ihrer äusseren Umgrenzung aus: man trifft nämlich ab und zu ganz runde ballenförmige Partien an, dabei stösst der Letten scharf gegen den daneben liegenden, wagrecht abgesetzten Kies ab und im Letten ist eine senkrecht zur Kiesschichtung gehende Abblätterung wahrzunehmen. Oefters kommt neben einem solchen Ballen eine mehr rechteckig geformte Lettenpartie, die ebenfalls ganz vom Kies umgeben ist, vor, und weiter in der gleichen Horizontalebene schliessen sich dann mehr solcher Einlagerungen schichtartig zusammen. An anderen Stellen sind es deutliche Linsen oder ab und zu etwas gebogene Streifen, die dem übrigen Schichtenverband conform eingefügt sind. Damit dürfte wohl die Gleichzeitigkeit des Absatzes der conchylienreichen Bildungen einerseits und des Schotters andererseits ausser Zweifel gestellt sein und man darf daher nicht verschleppte, in den Kies aufgenommene Partien älterer diluvialer Bildungen annehmen, worauf allerdings die sonderbaren ballenförmigen Einschlüsse beim ersten Anblick zu deuten scheinen. Man kennt auch gar keine Ablagerungen von einer solchen Beschaffenheit, dass die Schmitzchen und Bänder als Reste davon zu deuten wären. Eher könnte man, um nochmals auf die Annahme von recenten Gebilden zurückzukommen, eine Auflagerung von neueren, durch die benachbarte Isar verursachten Anschwemmungen auf das ursprüngliche Fundament von Niederterrassenschotter denken, der doch zum mindesten in den unteren Kieslagen der Aufschlüsse vorhanden sein muss, und es hätte dann ein alluvialer Kies mit seinen Schlamm- und Mergel-Einlagerungen eine Verquickung mit dem darunter liegenden Schotter erfahren. In diesem Falle müsste man im Gebiete nördlich von der Stadt auf eine Abtrennung der Niederterrassenstufe vom alluvialen Kies überhaupt verzichten, was zu einer unnatürlichen Auffassung führen würde. Dass wirklich ein Diluvialschotter vorliegt, ist, abgesehen von anderen Momenten, dadurch nicht unwahrscheinlich, dass in denselben Gruben noch ältere Ablagerungen, nämlich tertiäre, sich anstehend zeigen.

Die Einlagerungen im jüngeren Kies weichen in petrographischer Beziehung nicht unwesentlich von denen im älteren Schotter (Oberföhring) ab. Schon im Aussehen ergibt sich ein Unterschied. Die conchylienführenden Gebilde in letzterem sind etwas mehr grünlichgelb und im allgemeinen lettiger und zäher, während die in der niedrigen Terrasse eingebetteten Streifen eine mehr ins hellgrau gehende Farbe und eine lockere, in trockenem Zustand abstaubende oder auch tuffartige Beschaffenheit ihrer Masse zeigen und vor allem sich durch einen weit grösseren Kalkgehalt in ihrer Zusammensetzung auszeichnen. Anbei folgen die Analysen des Materiales der beiden oben erwähnten Fundstellen (I und II). Die Analysen sind von A. SCHWAGER ausgeführt worden. Eine weitere Analyse (III), die zum Vergleiche beige- und weissgrünlich ist, zeigt die Bestandtheile eines lössähnlichen, kalkigen, *Succinea oblonga* einschliessenden Lehms, den Herr SCHWAGER in einer dem Bereich

des Niederterrassenschotters angehörenden Grube zwischen Nymphenburg und Moosach gefunden hat; eine nähere Verwandtschaft dieses lehmigen Gebildes mit den mergelig-lettigen Einlagerungen der Terrasse am Isarthalrand ist jedoch nicht vorhanden. Solche Lehmeinschlüsse sind in den erwähnten Gebieten nicht selten und dürften als nachträglich in den Schotter gelangte Reste einer älteren, früher in der Nachbarschaft ausgebreiteten Lehmlagerung anzusehen sein.

	I	II	III
Kohlensäure Kalkerde . . . . .	69,98	58,72	36,89
Kohlensäure Bittererde . . . . .	9,83	16,37	9,83
Feiner Quarzsand, Thon und Uebrigcs . . . . .	20,10	24,91	53,28
	99,91	100,00	100,00

I Conchylienführender sandiger Mergel aus dem Schotter der niedrigen Terrasse am Rande der Isarthalfurche. Kiesgrube am Pflasterzollhaus, Burgfriedengrenze nördlich von Schwabing.

II Desgl. Kiesgrube nördlich Freimann.

III Conchylienführender, lössähnlicher kalkiger Lehm aus einer Grube im Niederterrassenschotter zwischen Nymphenburg und Moosach.

Nach dem eben Dargelegten können die weichen Einlagerungen im Schotter der niedrigen Terrasse an der Freisinger Landstrasse in petrographischer Beziehung am besten als Sandmergel bezeichnet werden. Was ihre organischen Einschlüsse betrifft, so beanspruchen diese selbstverständlich unsere Aufmerksamkeit in hohem Maasse. Es ist gar keine Frage, dass bei längerem Aufwand an Zeit für Suchen und Schlämmen eine reichhaltige Ausbeute erzielt werden kann. Indem ich auf diesen Punkt zur Aufmunterung für weitere Aufsammlungen mit Nachdruck hinweisen möchte, will ich mich für heute darauf beschränken, diejenigen Formen zu nennen, die sich bei der ersten Durchsicht des von Herrn SCHWAGER binnen wenigen Stunden eingebrachten Materiales haben bestimmen lassen (s. nächste Seite).

Die Zusammenstellung der Arten (S. 9) lehrt, dass wir es hier mit Formen von feuchten Orten oder sogar direkt mit Wasserbewohnern (Fundstelle I) zu thun haben; es deutet also das Vorkommen des Mergels auf versumpfte Stellen hin oder auf Gebietstheile, die mit grösseren, stagnirenden Wasseransammlungen bedeckt waren.

Der *Limneus pereger* ist in einer Varietät mit dicker, bauchiger Schale vertreten; solche Formen finden sich namentlich in schlammigen Seen vor (vergl. v. SANDBERGER, Land- und Süsswasserconchylien der Vorwelt, S. 739).

Die ganze Fauna weist auf ein hohes Niveau im Pleistocän hin; sie könnte allerdings den Arten nach auch schon altalluvial sein. Die im mittleren und unteren Pleistocän so häufige *Succinea oblonga* fehlt hier, wenigstens nach den bisherigen Beobachtungen, in der typischen Ausbildung ganz. Sie ist durch eine nicht gerade sehr häufige Abart mit verlängerter Schale ersetzt; das Vorkommen dieser Form scheint mir eher für ein oberpleistocänes Alter der sie einschliessenden Bildungen zu sprechen, als dass Altalluvium angenommen werden könnte; im letzteren Falle wäre auch, wie schon oben bemerkt, eine Trennung des Schotters der Niederterrasse von dem jüngeren Kies gänzlich verwischt. Ich möchte daher vorderhand die Einlagerungen noch als zur Niederterrasse gehörig ansehen. Die

Abart der *Succinea oblonga* DRAP. kann ungezwungen zur var. *elongata* A. BRAUN gezogen werden, namentlich wenn man, wie beispielsweise ANDREAE, die *Succinea Joinvillensis* BOURGUIGNAT zu der genannten Varietät rechnet; auch v. SANDBERGER (loc. cit. S. 942) sieht in der französischen Form keine neue Art. Unsere Exemplare stehen in ihrer Ausbildung nach den Abbildungen von ANDREAE (loc. cit. S. 65) zwischen der *elongata* und der *Joinvillensis*; wenn sie auch die Grösse der letzteren nicht ganz erreichen, so scheinen sie dieselben flachen Windungen zu besitzen. Die *Joinvillensis* liegt in Geröll- und Sandbänken des Seinethales, die v. SANDBERGER dem Oberpleistocän einreihet.

Organische Einschlüsse der Sandmergeleinlagerungen in der flachen Kiesterrasse nördlich von München.

Fundstellen: I Burgfr., Kiesgrube am Pflasterzollhaus, Ungererstrasse 19.

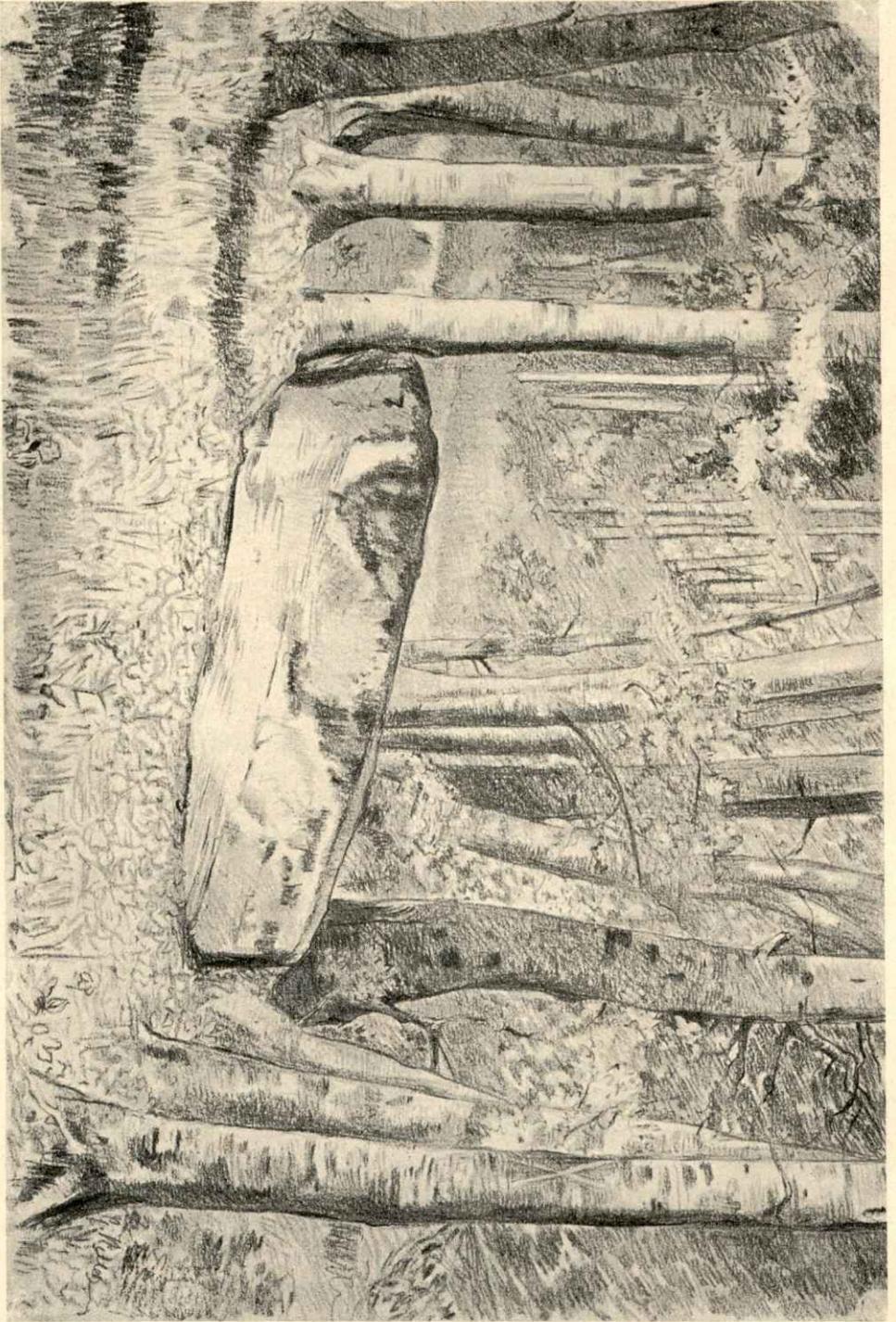
II Freim., Kiesgrube nördlich von Freimann.

Erklärung der Zeichen: hhh ausserordentlich häufig, hh sehr häufig, h häufig, ns nicht selten, s selten.

	I Burgfr.	II Freim.
<i>Hyalinia cellaria</i> MÜLL. sp. . . . .	h	hh
<i>Helix pulchella</i> MÜLL. . . . .	h	h
„ <i>sericea</i> DRAPARN. . . . .	—	hh
„ cf. <i>hispida</i> L. . . . .	s	—
<i>Cionella lubrica</i> MÜLL. . . . .	—	h
<i>Pupa dolium</i> DRAPARN. . . . .	—	hh
<i>Clausilia</i> sp. (Bruchstücke) . . . . .	—	ns
<i>Succinea Pfeifferi</i> ROSSM. . . . .	—	ns
„ <i>oblonga</i> var. <i>elongata</i> A BRAUN (cf. S. <i>Joinvillensis</i> )	—	ns
<i>Carychium minimum</i> MÜLL. sp. . . . .	—	s
<i>Valvata piscinalis</i> MÜLL. sp. . . . .	hh	s
<i>Limneus pereger</i> MÜLL. var. . . . .	hhh	—
„ <i>truncatulus</i> MÜLL. . . . .	s	ns
<i>Planorbis carinatus</i> MÜLL. . . . .	s	h
<i>Pisidium annicum</i> MÜLL. . . . .	ns	—
Früchtchen von <i>Chara</i> ( <i>Ch.</i> cf. <i>foetida</i> A. BRAUN) . . . . .	h	—

Was das Vorkommen der mergeligen Einlagerungen betrifft, so soll noch darauf hingewiesen werden, dass sie vom Rande der Terrasse zur Kiesfläche hinein allmählich seltener werden und nach Westen zu schon bald, wie zum Beispiel halbwegs der Strecke Freimann—Neufreimann, ganz aufhören. In den zahlreichen Gruben im Innern der Schotterfläche (Niederterrasse) vermisst man die Mergel. Man wird diese auffällige Thatsache in Verbindung mit dem benachbarten Thale zu bringen haben. So hat sich schon zur jüngeren Diluvialzeit die Ausformung des Isarthales nach ihrer jetzigen Gestaltung vorbereitet, und am Rande der allmählich sich eintiefenden breiten Furche befanden sich die Wasserstauungen, von deren Lebewelt wir einen Ueberbleibsel in den Schalenresten aus dem Mergel an der nördlichen Burgfriedengrenze der Stadt vor uns haben.

Da wir bei der Schilderung der lettigen Einschlüsse im Hochterrassenschotter Vergleichen mit Absätzen im rheinischen Gebiete zu geben versucht haben,



Figur 2.  
Erratischer Block von Starnberg.

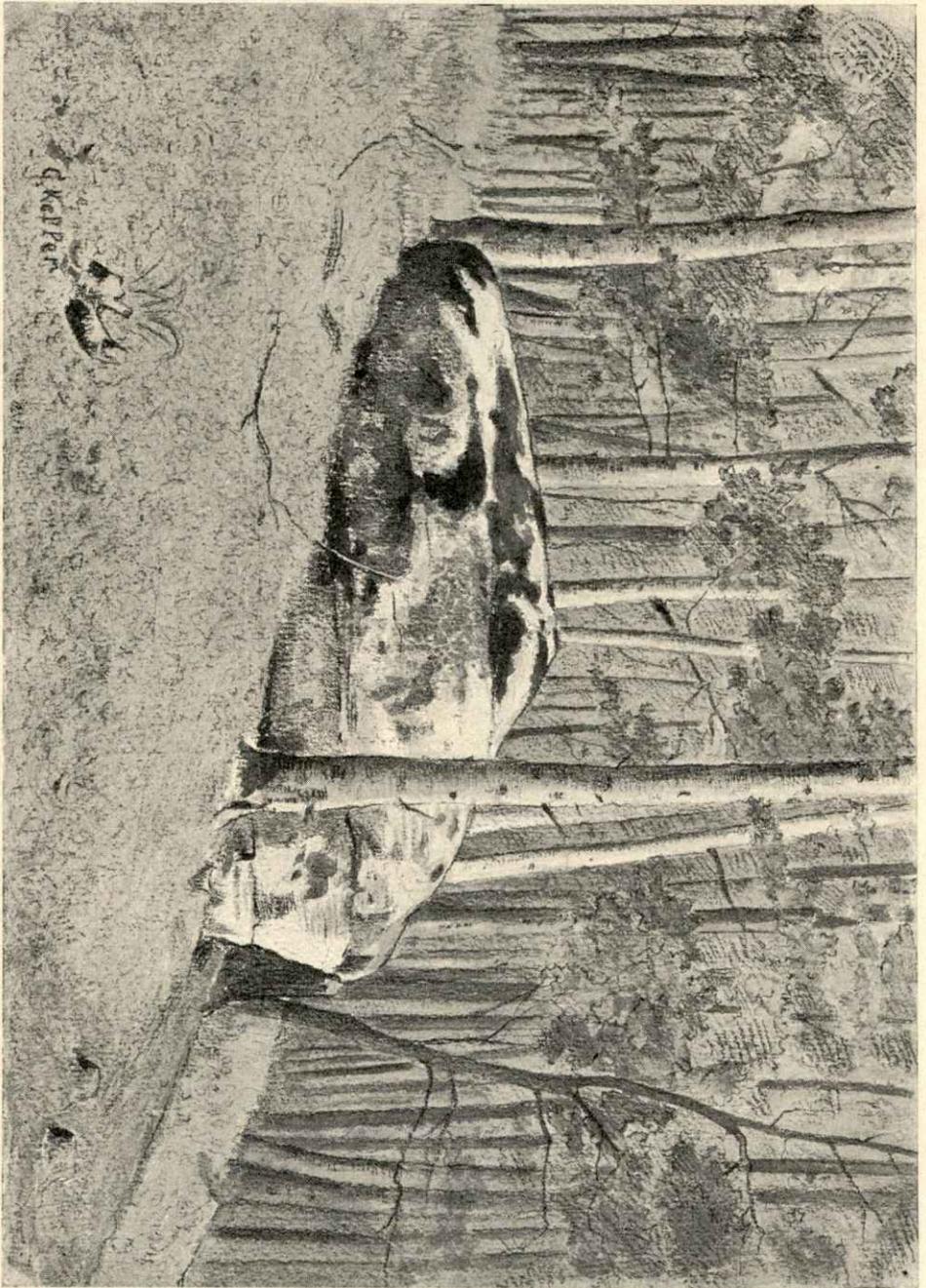
so möge dies auch hier andeutungsweise geschehen. Es dürfte nämlich nicht unwahrscheinlich sein, dass die besprochenen conchylienführenden Gebilde das subalpine Aequivalent jener eigenthümlichen Facies der Niederterrasse (wenigstens nach den neueren Anschauungen; freilich harrt die Conchylienfauna der betreffenden Schichten noch der genauen Untersuchung) darstellen, die uns im Rheinthale in der breiten Fläche von Frankenthal entgegentritt.

### C. Ueber einige erratische Blöcke der Münchner Gegend.

Aus der Moränenlandschaft des Münchner Gebietes waren bis jetzt nur drei erratische Blöcke von einigermaßen grösseren Dimensionen bekannt. Diese sind (vergl. meine Schrift „Die Gegend von München“, Separatabdruck Seite 41—43 und „Geologische Bilder aus der Münchner Gegend“, Geognostische Jahreshefte 12. Jahrg., 1899, S. 121, Separatabzug S. 14 u. 15) der Block von Percha und die beiden Exemplare von Haarkirchen. Offenbar muss aber die Zahl der noch vorhandenen, selbst grösseren Blöcke eine nicht gar zu geringe sein: denn in den beiden letzten Jahren allein sind mir fünf weitere von ansehnlicher Grösse bekannt geworden, und so dürften sich mit der Zeit wohl noch einige andere, die bisher wegen ihrer versteckten Lage der allgemeinen Aufmerksamkeit entgangen sind, auffinden lassen. Die folgenden kurzen Angaben über die mir neuerdings zur Kenntnis gekommenen erratischen Blöcke können vielleicht als nicht ganz überflüssig gelten, da sie eine Ergänzung zur geologischen Beschreibung des Münchner Gebietes bilden. Auch möchte ich es mir nicht versagen, die auffallenderen derselben in bildlicher Darstellung vorzuführen, weil man nicht weiss, ob ihr Dasein auch für die Zukunft gesichert bleibt. Leider werden nämlich manchmal Blöcke, wie dies an dem bei der Haarkirchner Mühle gelegenen Trumm versucht worden ist, zur Gewinnung ihres harten Steinmaterials zerschlagen.

a) Der Block von Starnberg (Figur 2, S. 10) befindet sich an einer nur  $2\frac{1}{2}$  km vom Starnberger Bahnhof in rein nördlicher Richtung entfernt gelegenen Stelle. Er liegt im Walde und zwar in einer thälchenartigen Einsenkung, die sich westlich vom Höllberg (siehe das Topographische Blatt München West) bei Rieden in nordsüdlicher Erstreckung vorbeizieht. Um ihn zu finden, wird man am besten folgenden Weg einschlagen. Man geht vom Bahnhof aus auf dem Riedner Strässchen neben dem Bahngleise fort bis zu dem kleinen, westlich einmündenden Wiesenthälchen, nördlich von welchem sich der Riedner Moränenhügel mit der kleinen Kapelle auf seiner Höhe erhebt. Man begibt sich nun 400 m weit in das Thälchen hinein und, wo der nach Rieden hinaufführende Pfad den Wiesengrund quert, biegt man nach Süden um und verfolgt die sich in den Wald hineinziehende Fortsetzung des Pfädchens. Die Stelle, wo man in den Wald eintreten muss, ist dadurch gut markirt, dass gerade hier ein kleiner zum Thal herausgreifender Vorsprung des kurz bestockten Waldes sich bemerkbar macht; in der Mitte der stumpfen Waldecke mündet jener Pfad. Dieser läuft dann in südlicher Richtung weiter, und zwar in der oben erwähnten thalartigen Einsenkung westlich vom Höllberg. Wandelt man auf ihm fort, so steht man nach Zurücklegung eines halben Kilometers plötzlich vor dem Block, der am Waldpfade beim Grenzstein „54 KW“ liegt. Der Pfad biegt dann südlich vom Höllberg, einem nicht besonders hohen Moränenhügel, ostwärts zur Starnberg—Riedner Strasse aus

und mündet am Bahngelise beim Haus 38 (Beierlein). — Der zwischen Bäumen eingeklemmte Block (Figur 2), aus weisslichem Gneiss bestehend, ist gross, aber sehr flach; seine Höhe beläuft sich auf circa einen halben Meter, die Länge beträgt



Figur 3.  
Erratischer Block von Leutstetten.

3,5 m, die Breite 2,75 m. Die Schichtung des Gesteins geht senkrecht zur Ausdehnung der ganzen Platte durch.

An den Rändern des oben besprochenen Wiesenthälchens bei Rieden finden sich mehrere kleinere erratische Blöcke vor. Der grösste derselben, nordwärts vom

Pfade gelegen, auch aus gneissigem Gestein bestehend, hat sogar den Durchmesser eines Meters.

b) Der Block von Leutstetten. Ein stattlicher Block (Figur 3, S. 12) liegt im Walde östlich von Leutstetten versteckt, trotzdem ist er nicht schwer auffindbar. Die Stelle befindet sich  $1\frac{1}{2}$  km von Leutstetten,  $2\frac{1}{2}$  km vom Bahnhof Mühlthal und zwar jeweils in südöstlicher Richtung entfernt. Man schlägt das Strässchen nach Wangen über Einbettl ein. Wenn man vom südlichen Ende von Leutstetten aus einen Kilometer zurückgelegt hat, hebt sich (oberhalb des Punktes, wo am Topographischen Blatt München West die Höhenziffer 597 steht und ein wenig betretener Weg nach Süden zum Wildmoos abbiegt) der Weg zur Höhe hinan; die Stelle ist durch einen nach Wangen zeigenden Wegweiser markirt. Verlässt man nun hier den Weg und wendet sich gerade nordwärts zum waldbewachsenen Berge hinauf, so wird man nach nur geringer Steigung schon des Blockes gewahr. 65 Schritte oberhalb des Steines gelangt man auf einen wenig benützten Waldweg, der westwärts zur alten Strasse herabführt. Das Gestein unseres Findlings, auf den mich zuerst Herr SCHWAGER aufmerksam machte, besteht aus einem glimmerreichen flaserigen Gneiss; der Block ist 3 m lang,  $1\frac{1}{2}$  m hoch und ebenso breit, oben hat er durch einen kurzen spitzen Vorsprung eine flach kegelförmige Begrenzung.

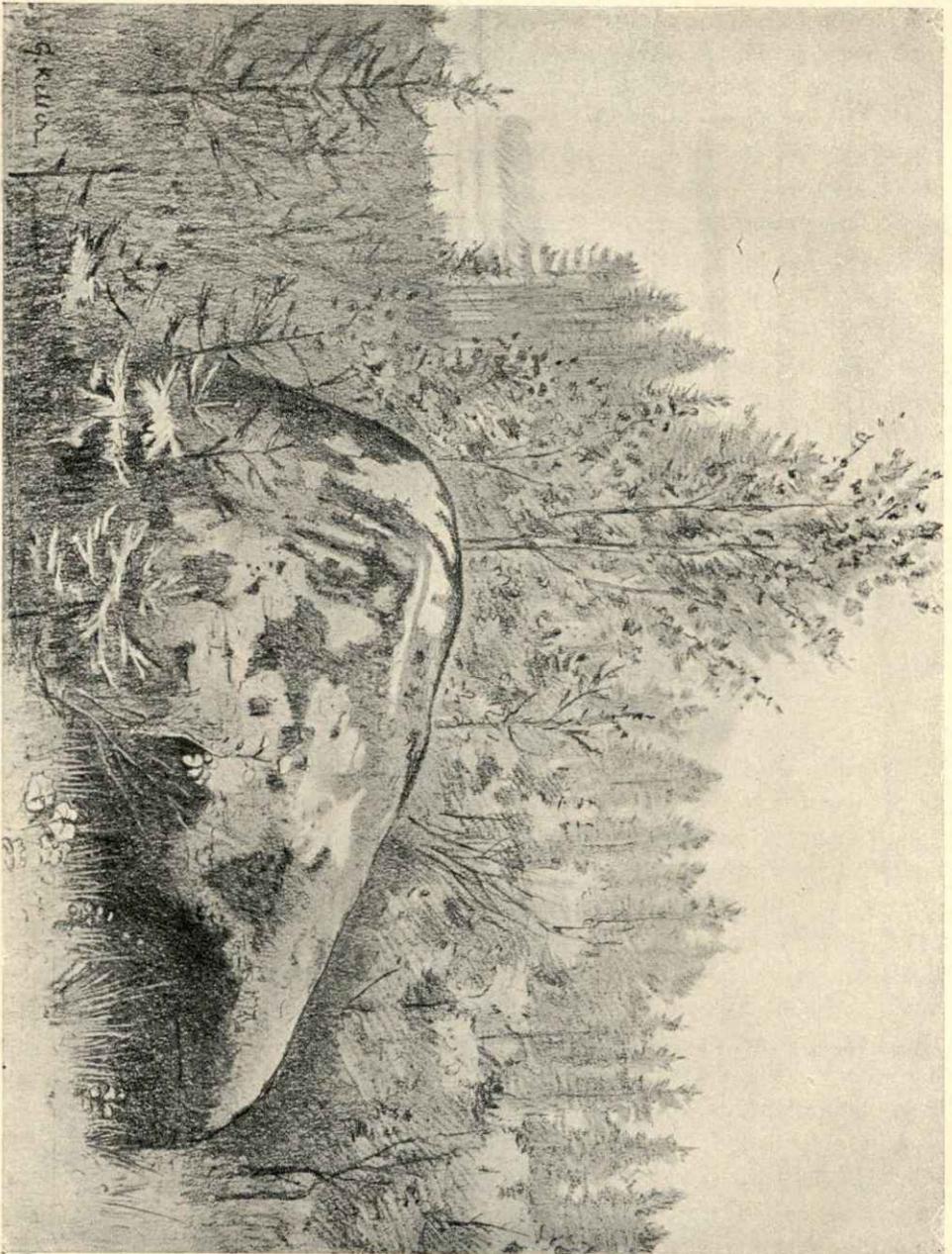


Figur 4.  
Erratischer Block von Schäftlarn.  
(Photographische Aufnahme.)

c) Der Block von Schäftlarn. Einen 2—3 m grossen, schönen Block (Fig. 4 u. 5) hat Herr SCHWAGER am westlichen Waldgehänge des von der Einöde Hallafing nach Mühlthal bei Schäftlarn herabführenden Thälchens aufgefunden. Seine Form bringt das kleine Bild Fig. 4 (nach einer von Herrn SCHWAGER aufgenommenen Photographie) und das grössere Fig. 5 (S. 14) zur Anschauung. In der Nachbarschaft des Hauptblockes befinden sich noch zwei weitere erratische Blöcke von nicht ganz kleinem Umfang. Der Schäftlarn Block liegt versteckt im Walde. Die Position befindet sich  $2\frac{1}{2}$  km in nordöstlicher Richtung von der Schäftlarn Brücke, über 7 km südwestlich vom Deisenhofer Bahnhof entfernt. Um den Block zu besichtigen, begibt man sich in das bei Hallafing unweit Gross-Dingharting vom Plateau nordwestlich sich herabziehende Waldthälchen; nachdem man den in diesem laufenden Weg etwa eine halbe Stunde verfolgt hat, schlägt man sich westwärts an das Gehänge hinauf und wird dann nach einigem Suchen das in einer von Niederholz bewachsenen Waldpartie gelegene grosse Gesteinsstück bemerken. Von Hallafing aus mögen es 700 m bis zur Stelle sein; etwa 36 m liegt der Block westwärts von dem durch das Waldthälchen führenden Weg ab. Das Gestein des Hauptblockes, der 2,5 m lang und 1,6 m breit ist, besteht aus einem biotithaltigen Augengneiss. Ueber die Lage der andern beiden Blöcke macht Herr SCHWAGER folgende Angaben: der zweite Block (1,5 m lang und 1 m breit, ziemlich flach) liegt in einer Entfernung von 50 m südlich vom Hauptblock, der dritte (1,7 m lang und 0,8 m breit) befindet sich etwa 65 m südlich vom zweiten.

Die drei hier abgebildeten grossen Blöcke sind auf dem Stirnwall der Endmoräne abgelegt worden; die schon früher bekannten sind wohl auch dem Bereich der Endmoränen einzuverleiben, ihr Fundplatz liegt aber nicht gerade auf dem

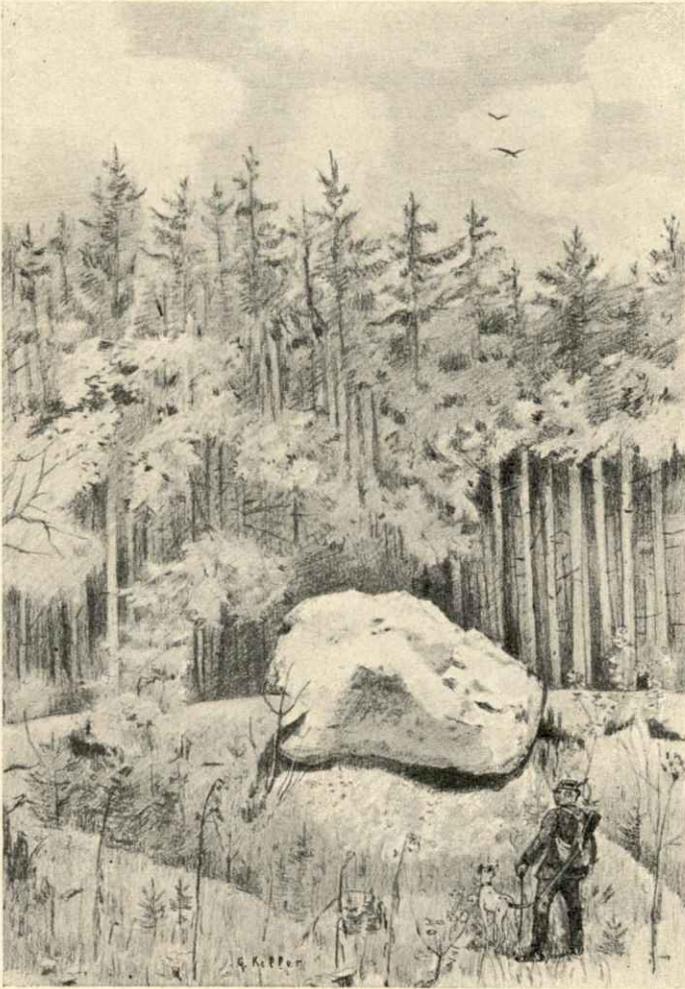
äussersten randlichen Bogen derselben. Dagegen gehören die zwei zunächst zu erwähnenden, wie auch die kleineren im Walde östlich vom Buchhof gleichfalls den randlichen Partien des Endmoränenwalles an.



Figur 5.  
Erratischer Block von Schulfarm.

d) Der Block von Wangen liegt versteckt im Wangener Walde, 1 km von Wangen in südwestlicher Richtung entfernt. Man kann ihn am besten finden, wenn man sich von der Ausmündung des Haarkirchner Strässchens in die Hauptstrasse zwischen Buchhof und Wangen in gerader Richtung nordwärts etwa 250 Schritte weit in den Wald hinein begibt. Der Block ist zum Theil schon der Zerstörung anheimgefallen, immerhin ist davon noch ein stattliches, frei aus der

Umgebung sich erhebendes Stück von 1,6 m Länge und 1,75 m Breite, sowie mehr als 1 m Höhe erhalten; seitwärts vom Stein liegen zwei abgesprengte Trümmer am Boden. Das Gestein des Blockes ist sehr hübsch. Es besteht aus einem granatführenden Hornblendegneiss; der grobfläsigen dunklen Gesteinsmasse sind helle feinkörnige Lagen eingeschaltet. Die Granate erreichen eine Grösse bis zu 12 mm. Da der Block nicht mehr seinen ursprünglichen Umfang besitzt, wurde von einer Abbildung abgesehen.



Figur 6.  
Erratischer Block von Wasserburg (der Bräundelstein).

e) Der Block am Wangen-Haarkirchner Weg zeichnet sich durch seine Flachheit und die dreiseitige Form aus; er ist 3 m lang, 2,5 m breit und 0,5 m hoch; wegen der geringen Höhe eignet er sich nicht zur bildlichen Darstellung. Die Position von ihm befindet sich  $\frac{1}{4}$  km südlich von der oben besprochenen Einmündung des Weges in die Hauptstrasse entfernt; vom Strässchen selbst aus ist er nicht zu sehen, da er etwas westwärts von diesem am wenig betretenen Haarkirchner Pfade im Waldterrain liegt. Sein Gestein gehört einem glimmerreichen, hellgrauen Gneiss an.

Das Endmoränengebiet östlich von Buchhof am Wangener Berg (Münchener—Starnberger Strasse) ist besonders reich an erratischen Blöcken. Zahllose Stücke liegen zerstreut im Walde umher; viele davon haben eine nicht unbedeutliche Grösse, wenn sie auch nicht die Dimensionen der eben aufgeführten Exemplare erreichen. So begegnet man gleich östlich vom Buchhofer Keller, nahe der Hauptstrasse, südlich davon im Walde gelegen, einem flachen Gneissblock von  $1\frac{1}{2}$  m Länge und 1 m Breite. In der Nähe liegt ein anderer von mehr gedrungener Gestalt, ebenfalls in seinem Durchmesser über 1 m haltend. Zwei von den in der Nachbarschaft des Kellerhäuschens befindlichen zeichnen sich durch ziemlichen Umfang aus, so dass sie fast noch unter die Hauptblöcke gezählt werden könnten. Der eine liegt in einer Vertiefung im Walde westlich vom Keller, nördlich von der Strasse, etwa 75 m von dieser entfernt; es ist ein langer, schmaler Block aus dunklem, schon etwas verwittertem Hornblendgneiss bestehend von 3,4 m Länge, 0,70 m Breite und 1,3 m Höhe. Den zweiten trifft man 150 Schritt südlich von der Strasse an einer etwa 175 m in gerader südwestlicher Richtung vom Kellergebäude entfernten Stelle im Walde an, er liegt mit dem grösseren Theil seiner Masse im Waldboden versteckt, doch ist er vorne auf eine Länge von 2,6 m bei  $1\frac{1}{2}$  m Höhe aufgedeckt; das Gestein lässt gewöhnlichen Gneiss erkennen.

Nach dem Vorausgegangenen kennt man im Ganzen bis jetzt acht erratische Blöcke von grösserem Umfang in der Münchner Gegend bei nicht zu weiter Ausdehnung des Gebietes. In der folgenden Aufzählung der Exemplare ist der Hinweis auf die Abbildung eines jeden, wenn eine solche vorhanden, gegeben; die Abkürzungen bedeuten die einzelnen Veröffentlichungen über das Münchner Gebiet, nämlich GM die Gegend von München 1894; GU Geologischer Ueberblick der Münchner Gegend, VII. Allgem. Bergmannstag (Führer) 1898; GB Geologische Bilder der Münchner Gegend, diese Jahreshäfte XII, 1899.

1. Der Block von Percha GM, Fig. 10, S. 178 Festschr. d. Geogr. Gesellsch. (Sep.-Abdr. S. 40); GB, S. 122 (Sep.-Abdr. S. 14).

Er liegt oberhalb Percha an der München—Starnberger Chaussee in einem Wiesenthälchen nördlich von der Strasse, zwischen dieser und dem Buchhofer Pfad; die Entfernung von Starnberg beträgt 2 km. Der Stein, der von der Strasse aus erblickt werden kann, ist nicht mehr unversehrt; es sind schon Stücke davon abgesprengt worden. Sein jetziger Umfang weist eine Länge von 3,75 m, eine Höhe von 2,5 m und eine Breite von 2 m auf; früher soll er nahezu doppelt so gross gewesen sein. Sein Gestein besteht aus einem quarzreichen granatführenden Amphibolit.

2. Der Block im Wangener Walde (oben unter d erwähnt).

3. Der Block am Haarkirchen-Wangener Strässchen (siehe oben unter e).

4. Der Block an der Haarkirchner Mühle GM, Tafel V.

5. Der Block im Haarkirchner Walde GU, S. 59; GB, S. 123, Fig. 11, (Sep.-Abdr. S. 15).

Das stattlichste der bis jetzt bekannten Exemplare.

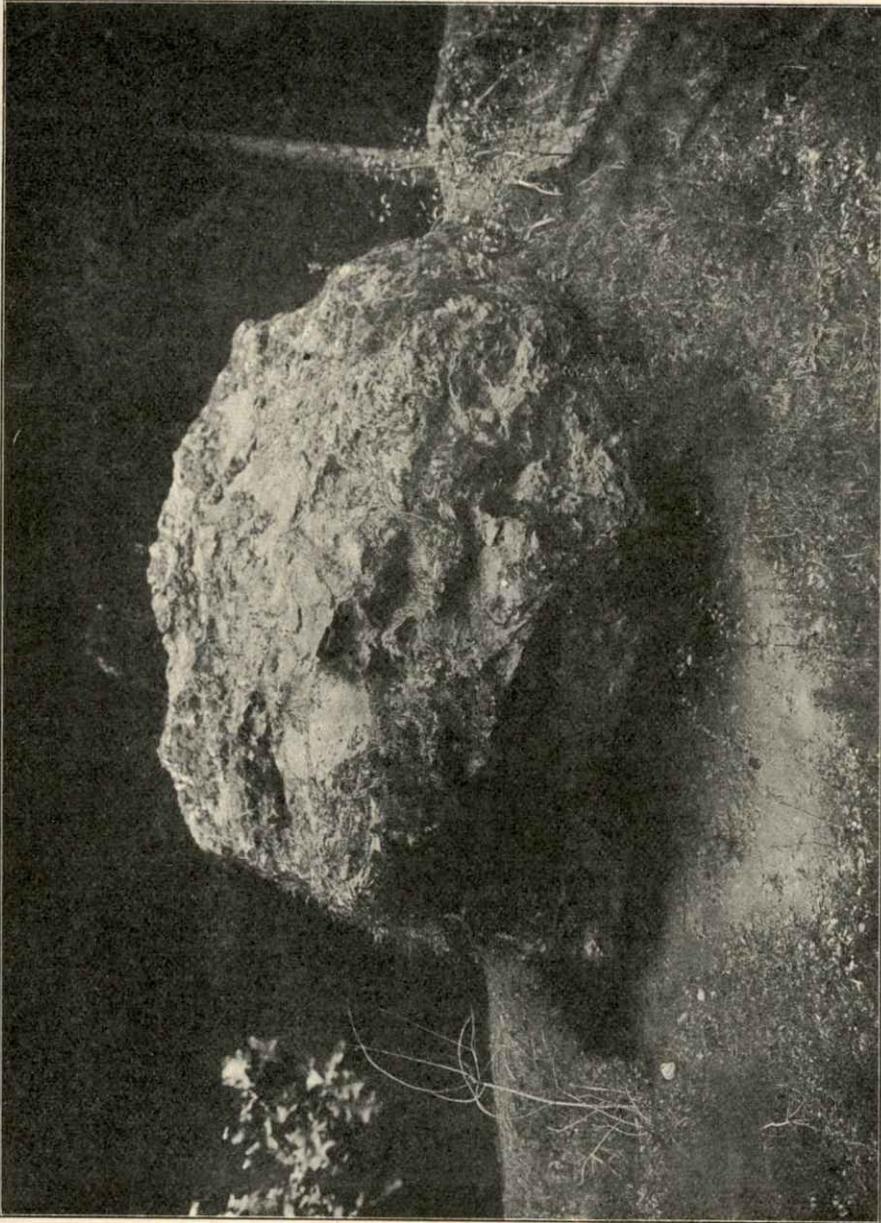
6. Der Block von Starnberg, diese Abhandl. Fig. 2.

7. Der Block von Leutstetten desgl., Fig. 3.

8. Der Block von Schäftlarn desgl., Fig. 4 und 5.

Die erratischen Blöcke von bedeutenderem Umfang, die sich in grösserer Entfernung von München befinden, sollen bei einer anderen Gelegenheit eine Besprechung erfahren. Nur von einem der Irrblöcke will ich hier noch kurz Erwähnung thun. Es ist wohl das grösste und schönste Exemplar aus dem nördlichen Theile unserer Moränenverbreitung auf der Hochebene. Ich meine den Bräudelstein aus dem Streitholz östlich von Wasserburg, von dem auf der vorigen Seite (Fig. 6) eine Abbildung beigelegt ist. Es muss aber bemerkt werden, dass diese den gewaltigen Steinklotz nicht recht zur Geltung bringt. Ich füge deshalb ein zweites Bild (Fig. 7, S. 17) bei, das nach einer photographischen Aufnahme gefertigt ist. Ueber den Bräudelstein hat schon MAX HAUSHOFER einiges

berichtet (Das Bayerland 1891, S. 345 mit Abbildung). Der Block liegt  $6\frac{1}{2}$  km östlich von Wasserburg in einer Kiesgrube am Reichertsham—Stephanskirchner Weg; gleich südlich von der Stelle quert der Streiter Fusspfad jenen Weg, nach



Figur 7.  
Der Brändelstein bei Wasserburg.

Reichertsham beträgt die Strecke kaum 1 km. Der Block besitzt die Form eines unregelmässigen Würfels von 4 m Seitenlänge. Er ist auf Moränenschutt gelagert, sein Gestein besteht aus einem grauen, leicht in Falten geworfenen phyllitischen Glimmerschiefer.

## Anhang.

**a) Nachtrag zur Beschreibung der Kiesgrube von Ober-Föhring.** Da in der Kiesgrube viel gearbeitet wird, so sind selbstverständlich die Einzelheiten der Aufschlüsse einem starken Wechsel unterworfen. Bei meinem letzten Besuch, im August 1901, sah ich, dass auch am südlichen Ende der Grube, wo die Kieswand abfällt (ganz rechts am Bilde S. 2), einige Letten- und Mergelstreifen, vom Boden der Grube ab in derselben Höhe wie die übrigen befindlich, aufgedeckt waren. Auf dem erwähnten Bilde (Figur 1) sind sie noch nicht zur Darstellung gelangt. Die Kieswand der Grube verläuft gerade von Norden nach Süden. Die Angabe der Himmelsrichtungen am Bilde (NO—SW) bezieht sich auf die Lage der Aufnahmeebene der Figur.

Den auf S. 5 aufgeführten Arten reiht sich noch ein *Planorbis* aus der Gyraulusgruppe an; ich glaube darin den *Pl. glaber* JEFFREYS vermuthen zu dürfen.

**b) Zur Verwendung des Münchner Lehms und über Thonablagerungen im Moränengebiet.** Die Benützung des Lehms für Ziegelgut ist bekannt. Auch Trotoirsteine werden daraus hergestellt. Für feinere Waaren muss das Material einen Zusatz erhalten. Zur Fertigung von Terracottasteinen hat man den Lehm mit Thon vermenget, der gleichfalls der Münchner Gegend entnommen wurde. So sind die Terracottaziegel, welche die äussere Verkleidung des Gebäudes der kgl. Generalbergwerks- und Salinenadministration bilden, sowie die, welche für die Arkaden im südlichen Friedhof in Verwendung kamen, aus einer Mischung des Münchner Lehms aus den Gruben von Priel bei Bogenhausen mit dem Thon vom Ziegelstadel unweit Schlacht bei Glon hergestellt worden. Die Fertigung der Steine mit reicherer Ornamentirung erforderte grosse Sorgfalt. Für die beiden Capitüle, welche im Portal des Salinengebäudes eingefügt sind und von welchen, nebenbei erwähnt, jedes Exemplar hundert Gulden kostete, mussten sechzehn Abformungen gemacht werden, bis die zwei Stücke in tadelloser Ausbildung erzielt wurden.

Die Fundstelle des Thones liegt 25 km südöstlich von München entfernt. Die Grube befindet sich an dem auch im Topographischen Blatte (Wolfratshausen-Ost) eingetragenen Ziegelstadel im Walde westlich von Schlacht, 2 $\frac{1}{2}$  km östlich von Egmating; die Entfernung von Kirchseeon beträgt 8,3 km. Die brauchbaren Lagen sollen sich auf eine Fläche von etwa 15 Tagwerk nach Westen in den Wald hinein erstrecken; gegen Osten hin hat dagegen der Thon keine Ausdehnung, indem mehr sandiges oder kiesiges Material zur Herrschaft gelangt. An dem Platz, wo ehemals der Thon gegraben wurde, soll dieser nach Aussage des früheren Eigenthümers 20 Fuss tief in den Boden hinein anhalten. Das Terrain des Thonvorkommens gehört zum Gebiet der Inneren Moränen; es liegt offenbar eine Mulde von thonigem Absatz innerhalb einer mehr kiesig-lettigen oder sandigen Umgebung im Moränenschutt vor. Der Thon (vom südlichen Rand der alten Grube) ist hellgelblichgrau, sehr plastisch oder (wie an der nordöstlichen Seite der Grube) von grünlich-gelber Farbe und etwas feinsandigem Gefüge; dabei ist hier das Material sehr dünn geschichtet, so dass man von einem Blätterthon sprechen kann. Ich kenne eine solche dünnblättrige Ablagerung, allerdings stark kalkhaltig, aus der Münchener Gegend von Utting (s. Gegend von München, Separatabzug S. 29). Ein ähnlich aussehender Moränenschlamm findet sich, um ein Beispiel aus einem anderen entfernt gelegenen Moränengebiet anzuführen, bei Mellingen (Nordschweiz) vor; auch hier liegt die sehr dünn geschichtete Ablagerung in einer Mulde am Rande der Endmoränen. Der Thon vom alten Ziegelstadel zwischen Egmating und Schlacht hat nach der Analyse von A. SCHWAGER die nachstehende Zusammensetzung; es sind zwei Proben untersucht worden: die eine (a) stammt vom südlichen Rand der Grube, die andere (b) ist der grünlichgelbgraue Blätterthon aus dem nordöstlich gelegenen Theile derselben Grube.

Thon mit beigemengtem sehr feinem	a	b
Quarzsand . . . . .	74,39	99,31
Kohlensaurer Kalk (Ca CO <sub>3</sub> ) . . . . .	19,91	0,46
Kohlensaure Magnesia (Mg CO <sub>3</sub> ) . . . . .	5,70	0,23
	100,00	100,00

Thonproben von Schlacht.

(Grube beim alten Ziegelstadel im Walde südlich von Ober-Pframmern.)

Der Schlämmrückstand beträgt in der Masse von a nahezu 20%, bei b 13,06%. Er besteht fast ganz aus scharfkantigen, durchschnittlich 0,05 mm grossen Quarzkörnchen.

Thonige Ablagerungen werden ab und zu im Gebiete der Inneren Moränen angetroffen. So findet sich ein bläulichgrauer, fetter Thon am Plateau gleich westlich von Wasserburg am Inn (Ziegler) vor.

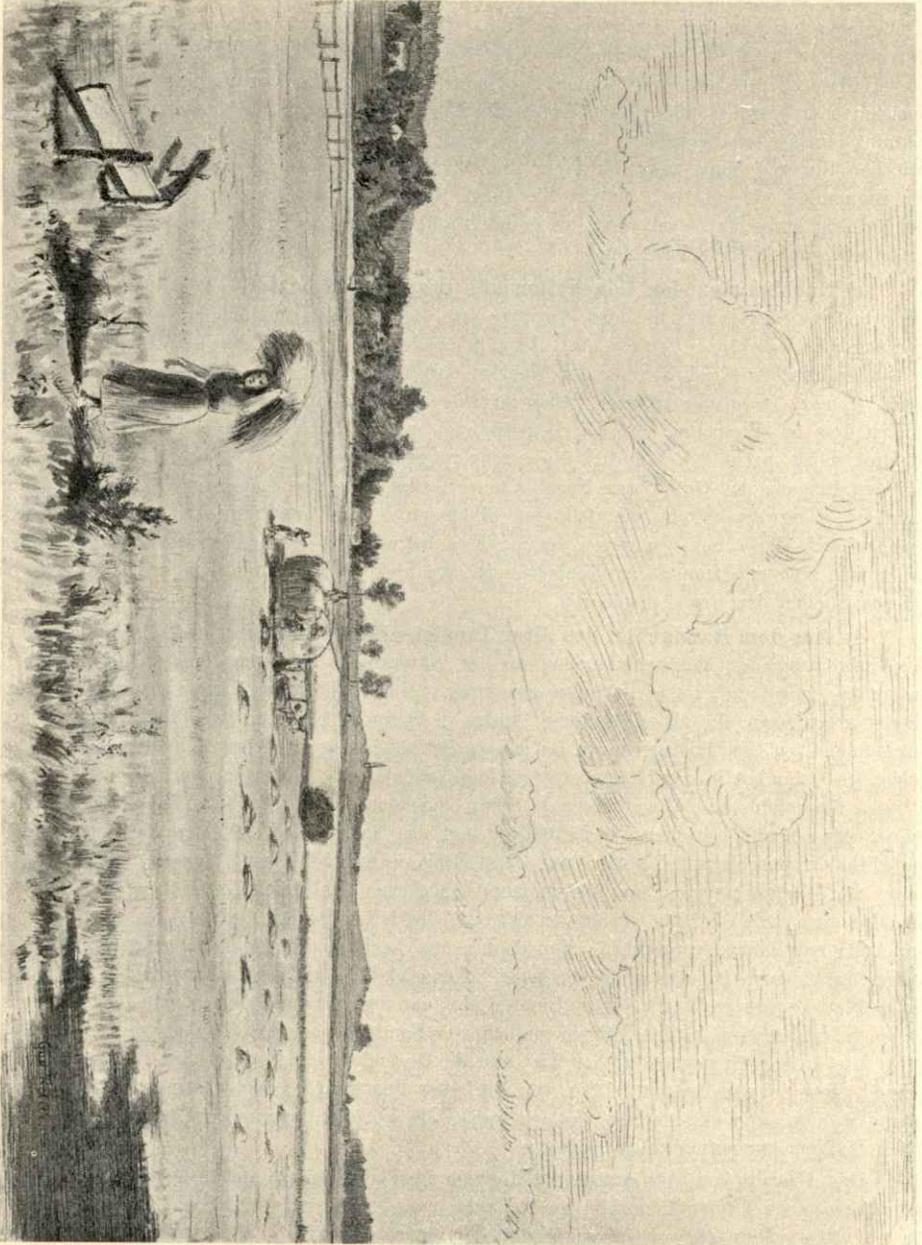
Eine ausgedehnte Verbreitung besitzt eine thonige Ablagerung in der Rosenheimer Gegend (Kolbermoor bis Schechen, Lauterbacher Filz). Der Thon liegt über typischer Moränenbildung; der Moränenschutt wird an der oberen Grenze stellenweise bereits sehr lettig oder thonig. Der Thon, dessen Material an mehreren Stellen für industrielle Zwecke Verwendung findet, ist entweder glacialen oder postglacialen Alters; er stellt ein Schlammprodukt dar, dessen Vorkommen die Ausdehnung eines alten Seebeckens bezeichnen wird. Beim Ziegelmeister südöstlich von Rosenheim, zwischen Inn und Sims, zeigt der Thon eine Mächtigkeit von 11 m, am Schlossberg, der am Rande der Thonmulde gelegen ist, beträgt die Dicke des Thonlagers noch 3 $\frac{1}{2}$  m. Der Thon, der eine gleichmässig graue Farbe aufweist, ist ziemlich kalkreich; eine Probe vom Schlossberg liess einen Kalkgehalt von 21,80% erkennen.

**c) Nachtrag zu den Conchylien aus jüngerem Schotter.** Auch in den Kieslagen südlich von der Stadt, die die erste Terrasse an der Isarniederung bilden, sind conchylienhaltige mergelige Einlagerungen vorhanden. Herr SCHWAGER fand solche in den letzten Tagen in der grossen städtischen Kiesgrube an der Thalkirchner Strasse auf. Die Schälchen (*Succinea oblonga*, *Helix sericea*, *Hyalinia cellaria*, *Cionella lubrica*) stecken in einem sandigmergeligen Gebilde, ähnlich dem bei Freimann. In den Begleitsanden wurde *Helix fruticum* MÜLL. angetroffen. Der Schotter selbst macht den Eindruck einer sehr jungen Ablagerung; gleichwohl sind Kiespartien, wie links am Eingang der Grube, zur Nagelfluhe verfestigt. Die Bedeckung des Schotters an der Südwand der Kiesgrube besteht jedenfalls aus Bildungen der recenten Periode. Petrographisch unterscheiden sich diese nur wenig von den im Kies befindlichen sandigmergeligen Einlagerungen; die Conchylien stammen zumeist aus Einbettungen, die nicht den obersten, sondern den mittleren oder tieferen Theilen der Grube angehören.

**d) Aus dem Randgebiet des alten Inngletschers.** Die folgenden Zeilen sollen hinsichtlich der Verbreitung der Moränenbildungen an der Nordgrenze des alten Inngletschers zu dem bisher Bekannten einige ergänzende Bemerkungen bringen. Es wird dadurch gewissermassen der Ring der Glieder geschlossen, die als wesentliche Punkte in Betracht kommen für die genauere Kenntnis der Ausdehnung von Glacialablagerungen im ganzen Bereiche unserer bayerischen Hochebene. Denn das Gebiet im Osten hat in der BRÜCKNER'schen Publikation über die Vergletscherung des Salzachgebietes (PENCK's Geographische Abhandlungen I, 1886) eingehende Berücksichtigung gefunden und das jener Schrift beigegebene Kärtchen (1:250000) bringt das Gelände nach Westen hin bis in die Gegend von Mühldorf und bis zum Chiemsee zur Darstellung. Andererseits kennt man die Verhältnisse wieder weiter im Westen genauer, und auf meiner Geologischen Uebersichtskarte (1:250000) der Gegend von München (1894) ist das Gebiet von Ober-Geislbach bei Dorfen und von Ebersberg an bis über den Ammersee hinaus vorgeführt. Von da bis zum Lechthal hin bietet die Abgrenzung der Hauptabtheilungen des Pleistocäns ohnedem keine Schwierigkeit; man sieht schon aus der Topographischen Karte (Blatt Landsberg West), wo die Inneren Moränen ihre Randwälle haben: am Dachsenberg bei der Station Schwabhausen, in den Hügeln südlich von Ramsach, bei Schöffelding ziehen sich beispielsweise ihre äussersten Bogen durch. Was nun die Gegenden vom Lech bis zur Landesgrenze betrifft, so sind diese in den letzten Jahren von Professor PENCK und einigen seiner Schüler fleissig begangen worden, und es steht, so viel ich weiss, die Veröffentlichung der Ergebnisse dieser gründlichen Untersuchung unmittelbar bevor.

Die Ablagerungen der Aeusseren Moränen des pleistocänen Inngletschers reichen nördlich bis Erding, wo noch Endmoränenwälle zu beobachten sind (Gegend von München, Separatabdr. S. 18, 21, und 91). Ihre Züge besitzen nächst der genannten Stadt ein westöstliches Streichen, das jenseits des Strogenbaches in eine nordsüdliche Richtung umschlägt. Der Rücken, der von Kirchasch aus südwärts sich erstreckt und der westlich von Ober-Geislbach fortsetzt, hat die reine Süd-nordrichtung inne; er bildet zugleich von der München—Simbacher Bahnlinie ab, die ihn durchschneidet, bis Kirchasch die Grenze gegen das nach Nordwesten sich ausbreitende tertiäre Hügelland. Von dem eben genannten Orte ab läuft die westliche Grenze der Tertiärverbreitung dem Polzinger Bach entlang nach Bockhorn und Hecken, dann bezeichnet nach Norden hin das Strogenflüsschen die Westgrenze der tertiären Hügel, die hier ziemlich steil gegen die zur Isar hin sich ausdehnende Ebene abfallen. Oestlich von Polzing stösst man an der Dorfener Strasse noch auf einen verein-

zelten Punkt der alten Moränenablagerung (Kuppe bei Unter-Mailing, oberhalb Seon und Schachten-seon), sonst ist von Ober-Geislbach an ostwärts im Norden der Bahnlinie nur mehr obermiocänes Tertiär, abgesehen von den lehmigen Bedeckungen, anzutreffen, desgleichen weiterhin im ganzen Gelände nördlich vom Isenthal. Die Isen entspringt in der alten Moränenbildung und durchfließt



Figur 8.  
Landschaftsbild aus dem Endmoränengebiet zwischen Gars und Schnattsee.

dieses Terrain in ihrem oberen, südnördlich gerichteten Laufe; ihrem Thälchen sind auch lehmbedeckte Terrassenschotter nicht fremd. Bei Lengdorf biegt sie nach Osten um und es kommt dann das Tertiär in breiteren Flächen zum Vorschein. Das ausgedehnte Gebiet südlich von der Isen wird, wie das westlich von ihrem Oberlaufe gelegene, von der Zone der Aeusseren Moränen eingenommen. Die Bildungen erstrecken sich weit nach Süden, bis man auf die unverkennbaren Endwälle der Inneren Moränen stösst. Diese kommen vom Ebersberger Forst her und streichen durch den Isener und Gross-Haager Forst über Haag nach Gars in fast reiner Westostrichtung fort, um

dann jenseits vom Inn nach Süden abzuschwenken. Das Tertiär umsäumt die Hügelketten südlich vom Isenthal; so geht es bei Dorfen noch 40 m auf die an der Bahn gelegenen Höhen hinauf, die dann noch von der Glacialablagerung bedeckt werden (Rücken nördlich von Armstorf), es zieht sich aber auch in den tieferen das Gebiet durchschneidenden Thälern fort (z. B. im Kaltenbach südlich von Inner-Bittlbach, im Lappachthälchen bis Kollwies aufwärts). Die Breite der Zone der Aeusseren Moränen mag im Gebiete nördlich von Haag oder Gars etwa 12 km betragen, während von Erding aus südwärts die Endwälle der Inneren Moränen, die jenseits der breiten Kiesfläche des Ebersberger Forstes liegen, gar erst nach doppelt so langer Strecke zu erreichen sind.

Das weite Gebiet vom Erdinger Moos an bis zur Mühlendorfer Kiesfläche wird von der Region der Aeusseren Moränen eingenommen. Bis Hohenlinden und Ober-Geislbach habe ich es vom Moos ab schon früher kurz beschrieben; wir setzen heute die Betrachtung von Kaltenbachwald westlich von Isen und von dem nördlichen Theile des Gross-Haager Forstes nach Osten zu fort. Nordwärts gibt die Isen die Begrenzung des Gebiets ab, nach Süden zu erstreckt es sich bis zu den oben erwähnten Endwällen der Inneren Zone. Im südlichen Theile dieses Gebiets herrschen langgezogene, manchmal süd-nördlich gerichtete breite oder auch massige Höhenrücken vor; schluchtenartige, aber wenig tiefe Wasserrisse durchziehen das Terrain. Bei Stampflberg, unweit Kloster Au, geht der Moränenschutt ziemlich weit am Gehänge herunter; weiter westwärts am Innthalrand baut er sich erst auf einer mächtigen Kiesunterlage auf. Geschichteten Kies sieht man häufig unter der Moränenbildung aufgeschlossen, so auch südlich von Steinkirchen; diese gewinnt hier auf den Höhen grössere Ausdehnung, während sich sonst das Plateau auf grosse Strecken hin mit Lehm bedeckt zeigt. So zieht sich gleich auf der Fläche oberhalb des Stampfeschlösschens eine Lehmdecke über Trescherberg nach Norden hin fort und dann auch weiterhin an der Mühlendorfer Strasse bei Steinstrass und Haun. Auch gleich oberhalb Kloster Gars an der Haager Strasse trifft man bei der Ausmündung des Veitlipper Weges eine Lehmgrube an, zum Beweise, dass man sich hier schon im Bereich der Aeusseren Moränen befindet. An den Abhängen zum Innthal wurde im Lehm bei Kronberg unweit Aschau das Nashornskelett (*Rhinoceros antiquitatis* BLUMB.) gefunden, das eine Hauptzierde des Münchner Paläontologischen Museums bildet. An zahlreichen Stellen kommt durch das ganze Gebiet, wie schon angedeutet, ein geschichteter Kies, öfters zur Nagelfluhe verfestigt, vor; er stellt gewissermassen die geschichtete Facies der älteren Moränenbildung dar. Einen solchen Schotter, halb noch Moräne, trifft man z. B. an der Haager Strasse bei Reichertsheim an, zahlreiche kopfgrosse Blöcke sind den kleineren Geröllen beigemischt; weitere Kiesgruben liegen bei Thalham, oberhalb Oberheldenstein. — Auf der rechten Innseite laufen die Endwälle der Inneren Zone in der Richtung südlich von Gars und dann südöstlich über das Gebiet von Schnaitsee fort. Dieser Ort liegt noch auf den Hügeln der jüngeren Moränenbildung. Auf Bild 8 (Seite 20) sieht man im Hintergrund einen Endmoränenzug aus der Gegend zwischen Schnaitsee und Gars; über einen der Hügel ragt der Kirchturm von Berg vor. Manche der hier durchziehenden Moränenwälle halten die reine Süd-nordlinie ein, beispielsweise die charakteristisch geformte Höhe, worauf sich die Ruine Kling befindet; 2 km von da. nach Südwesten zu, ist im Walde der Bräundelstein (Fig. 7) gelegen. Bei Kling sind grössere Kiesgruben vorhanden; der Kies gehört offenbar zur Moräne, besteht aber aus einer geschichteten Ablagerung. Das Gleiche sieht man in allen Aufschlüssen, die sich an den in der Form meist sehr charakteristischen Moränenhügeln auf der ganzen Hochfläche östlich von Wasserburg finden. Bei der Stadt selbst liegt Moränenschutt mit gekritzten Geröllen und lettigem Bindemittel zwischen geschichteten Kiesmassen. Die lehrreichen und grossartigen Aufschlüsse am Inn nächst Wasserburg und bei Gars sind schon von PENCK in seinem grundlegenden Werke über die Vergletscherung der deutschen Alpen (1882) eingehend besprochen worden.

Bei dieser Gelegenheit sollen die Resultate einer Bohrung auf Wasser in Grabenstätt (Schlossbrauerei) am südöstlichen Ufer des Chiemsees mitgeteilt werden. Grabenstätt liegt an der Grenze des Moränenterrains zum Alluvialgebiet, das sich als breite Niederung südlich vom See ausdehnt. Trotzdem das Bohrloch schon eine Tiefe von 100 m besitzt, hat man noch keinen constanten Wasserhorizont erhalten. Die Schichtenfolge ist von oben nach unten: 0,6 m Humus, 6,9 m Kies, 21 m bläulichgrauer Letten, 8 m lettiger Kies, 3 m grober Kies, 21 m lettiger Kies, unter dem ein bläulichgrauer Letten (thonig-sandiger Mergel) lagert; dieser wurde bis jetzt noch 40 m tief durchsunken. Seine Masse zeigt nach der analytischen Prüfung von SCHWAGER folgende Zusammensetzung:

Thon mit feinem Quarzsand vermengt ( $\frac{1}{3}$ Thon-	
substanz mit Glimmer, $\frac{2}{3}$ Sand) . . . . .	53,22
Kohlensaurer Kalk ( $\text{Ca CO}_3$ ) . . . . .	31,60
Kohlensaure Magnesia ( $\text{Mg CO}_3$ ) . . . . .	15,68
	100,50

Wir begeben uns nun in die Landschaft der Aeusseren Moränen im Gebiete südlich vom Inn zurück. Diese Zone dehnt sich, wenn wir im Norden beginnen, von den flachen Hügeln südlich von Kraiburg bis in die Gegend von Schnaitsee aus und zieht sich dann südöstlich über Kienberg fort. Häufig stösst man im Gelände auf die Nagelfluhausbildung, doch kommt auch in den Thälern, namentlich nach Osten zu, und streckenweise selbst am Plateau die ältere Nagelfluhe (der Deckenschotter) zum Vorschein. Das Gebiet östlich von Kienberg fällt schon auf das anfangs erwähnte BRÜCKNER'sche Kärtchen, dessen Westrand von Seebruck am Chiemsee an über Peterskirchen nach Frauendorf am Inn bei Mühlendorf läuft. Im Gebiete südlich von Mühlendorf ist die ganze Zone der Aeusseren Moränen mit dem Hochterrassenschotter über 25 km breit. Fast 10 km davon entfallen auf die Hochterrasse, deren Verbreitung sonach weit nach Norden reicht, nämlich bis zu der aus Niederterrassenkies bestehenden Ebene von Altötting.

## Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
<b>Dr. Ludwig von Ammon, Ueber Conchylien aus Münchner Schotter-</b>	
<b>ablagerungen und über erratische Blöcke . . . . .</b>	1—22
<b>A. Conchylien aus dem Schotter von Föhring . . . . .</b>	1—3
<b>B. Conchylien aus dem jüngeren Schotter . . . . .</b>	7—11
<b>C. Ueber einige erratische Blöcke der Münchner Gegend . . . . .</b>	11—17
Anhang.	
a) Nachtrag zur Beschreibung der Kiesgrube von Ober-Föhring . . . . .	18
b) Zur Verwendung des Münchner Lehms und über Thonablagerungen im Moränenengebiet . . . . .	18—19
c) Nachtrag zu den Conchylien aus jüngerem Schotter . . . . .	19
d) Aus dem Randgebiet des alten Inngletschers . . . . .	19—21
(Verbreitung der Glacialgebilde in Südbayern S. 19; Erdinger Gegend S. 19; Umgebung des Isenthales S. 20—21; Aeussere Moränen nördlich von Haag und Gars S. 21; Landschaft der Innern Moränen östlich von Wasserburg S. 21; Bohrung bei Grabenstätt S. 21; Aeussere Moränen im Gebiete nordöstlich von Schnaitsee S. 22.)	

# Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt.

Von

Dr. Otto M. Reis.

(Mit sechs Tafeln.)

Wie aus der Abhandlung L. v. AMMON'S: Ueber eine Tiefbohrung durch den Buntsandstein und die Zechsteinschichten bei Mellrichstadt a. d. Rhön (Geogn. Jahresh. XIII. 1900. S. 192) zu ersehen ist, wurden in Franken mehrere Bohrungen auf das Steinsalzlager des mittleren Muschelkalks ausgeführt. Die Bohrungen setzten alle in der Grenzregion von Lettenkohle und Keuper ein und wurden an den ersten beiden Anschlagpunkten von Burgbernheim und Kleinlangheim nur bis zur unteren Grenze des mittleren Muschelkalks niedergeführt. In Bergheinfeld, wo man sich schon, wie die Bohrung dargethan hat, ausserhalb der Grenzen des Salzlagers befand, ist dieselbe sowohl durch die Uebergangsregion vom mittleren Muschelkalk zum Wellenkalk als auch durch diesen hindurch bis ins Röth fortgesetzt worden. Die kgl. Generalbergwerks- und Salinenadministration hat in sehr entgegenkommender Weise bereitwilligst dieses Profil, sowie wichtige Theile des Profils von Kleinlangheim dem geognostischen Bureau zur wissenschaftlichen Verarbeitung zur Verfügung gestellt. Der Autor der vorliegenden Arbeit ist ermächtigt, dafür der genannten Stelle den ergebensten Dank des Bureaus zum Ausdruck zu bringen, auch ist er als der Bearbeiter dieses Materials Herrn Generaladministrator BILLING, sowie Herrn Oberberg- und Salinenrath ATTENKOFER persönlich zu hohem Dank verpflichtet.

Die nachstehende Abhandlung zerfällt in einen „Besonderen Theil“ mit der Einzelbeschreibung der Bohrkerne, soweit sie zur Verfügung standen, und in einen „Allgemeinen Theil“, in welchen neben stratigraphischen sowie lithogenetischen Erörterungen und Schlussfolgerungen auch die dynamischen und chemischen Veränderungen, welche die Gesteine erfahren haben, ausführlich besprochen werden. Hierbei ist auch die Kenntnis der Stylolithen, welche in eigenartiger Erhaltung in den Bohrkernen von Kleinlangheim und Bergheinfeld vorkommen, durch eine Anzahl neuer Beobachtungen bereichert (Taf. III—VI) und eine Erklärung dieser merkwürdigen Gebilde versucht worden, welche sich engstens an in neuerer Zeit schon ausgesprochene Gedanken von SUSS und besonders Th. FUCHS anschliesst.

## Spezieller Theil.

### I. Profil von Bergheinfeld.

Der Bohrpunkt von Bergheinfeld liegt etwa 4 km SW. von Schweinfurt auf der rechten Flussseite zwischen dem Main und der Strassenabzweigung Schweinfurt-Dettelbach, gegenüber dem Nordende des Steigerwalds. Tektonisch ist die Stelle bezeichnet durch seine Lage in einer Schichtenmulde zwischen den grossen NW.-SO. laufenden Verwerfungen Kissingen-Westheim und Wipfeld, Volkach-Prichsenstadt; es ist das ausgedehnteste der auch von THÜRACH (Geogn. Jahreshefte 1900 S. 130—132) in erster Linie zur Aufsuchung des Salzes empfohlenen Gebiete, neben welchen er noch 1. Gebiete der Verbreitung im Allgemeinen, wenn das Salzlager überhaupt vorhanden ist und 2. „unsichere Gebiete“ unterscheidet.

Die bis zum Beginn der Bohrung durchteuften Schichten sind: 1. 0,55 m sandiger Wiesenboden, 2. 0,70 m hellgelber thoniger Sand; 3. 0,70 m grauer Letten mit sandigen Schmitzen; 4. 8,17 m Sand mit grösserem Quarz-, Quarzit- und Kalkgeröllen, untermischt mit kleinen Fragmenten von graugrünem Schieferletten; 5. 8,96 m blaugrauer bis graugrüner Thon mit brecciös angehäuften, ziemlich eckigen Fragmenten von graugrünem Schieferthon, vereinzelt kleinen und grossen Quarzkörnern. Dann folgen:

1,98 m dunkelgrauer harter Dolomit und graue Schieferthone mit Linsen von Gyps, als unterste Schichten des Gypskeupers.

42,31 m schwarze Letten, graue Sandsteine, in deren Verlauf sich eine schwefelkiesreiche Kohlenlage einschaltet, als Lettenkohle.

100,35 m oberer Muschelkalk; hellgraue Kalke und blaugraue Schieferletten; verschiedene, leider nicht orientirte Bänke mit Fossilien sind in Kernen erhalten; so eine Bank mit zahlreichen Pectenresten, eine andere von solchen mit Terebratelfragmenten, endlich eine Lumachelle von *Terebratula (Coenoth.) vulgaris*. Von den blaugrauen Schieferthonen liegen versteinungsleere Proben vor, sowie solche mit *Lingula* sp. und einzelnen Fischschuppen; die untere Grenze des Hauptmuschelkalkes wurde erreicht bei 163,72 Teufe.

Die Mächtigkeit des nachfolgenden mittleren Muschelkalkes wird nach dem Bohrregister mit 78,43 m angegeben; es liegen aber thatsächlich nur 64,53 m Kerne vor; die Mächtigkeit scheint überhaupt etwas hoch. Da aber auch der obere Muschelkalk sehr mächtig ist und das, was bei der Bohrung als oberste Schichten der Anhydritgruppe bezeichnet wurde, uns ganz vorliegt, so ist die Mächtigkeit jedenfalls nicht nach oben hin verstärkt. Hingegen gehen 3,81 m von der unteren Grenze ab, die zum Anhydrit gerechnet wurden, soweit nämlich die obersten Wellenkalkschichten gypsführend waren; dann bleibt aber immer mit 74,62 m nachgerechneter Mächtigkeit noch ca. 10 m Differenz; dies erklärt sich dadurch, dass in den vier oberen Abtheilungen des Anhydrits thatsächlich grössere Lücken vorliegen, besonders in der oberen, stark thonigen Hälfte des Anhydrits, deren Bohrung noch in die Winterzeit fiel, die ebenso, wie die Schieferthone des Hauptmuschelkalkes, so sehr zerbröckelte, dass auf eine Versendung verzichtet werden musste; weiter zeigen sich noch Lücken innerhalb des obersten Dolomits, des liegenden Dolomits und in der Kalkmergelzone des Hauptanhydrits.

## 1. Der mittlere Muschelkalk von Bergrheinfeid.

### A. Die hangenden Dolomitschichten.

0,18 m hellgrauer, dichter Dolomit mit einzelnen ganz feinen, mit Gyps erfüllten vertikalen Capillarspältchen.

0,18—0,94 = 0,76 m dichter, gelblichgrauer, hie und da gebänderter, schwach anhydritischer Dolomit mit vereinzelt Bändern schwach dolomitischen Anhydrits.

In 40 u. 45 cm von der oberen Grenze zeigen sich zwei horizontale Fasergypsgängchen, welche sich an zwei bis zu 5 mm starke Lagerchen von Erdpech anschliessen, einseitig von diesen liegen, sie aber auch vom Hangenden ins Liegende überschneiden; das ist ein Beweis, dass der Fasergypsgang jünger ist, wie das Erdpechlager; auch die von ersterem ausgehenden Vertikalspältchen zeigen nur Gypsüberzüge. Die zwei Gesteinsgrenzen nun, welche das Erdpech einschliessen, erweisen sich aber als deutlichste, im Ganzen horizontale, aber mit unregelmässigen Erhebungen und gegenseitig entsprechenden Vertiefungen ausgestattete Zerreissungsspalten; an der kleinen Spalte zeigen sich an einer stärkeren Erhebungszone wahrscheinlich gleichzeitige, vertikalgerichtete rechteckige Zähne und an diesen die vertikale Riefung der Styloolithen. An zwei, den oberen und unteren Spalt horizontal begleitenden und in ihn einmündenden, sehr viel geringer breiten Spältchen, welche ebenfalls einen schwachen Erdpechüberzug besitzen, sind die Styloolithenzinken relativ stärker und deren Seitenwände fast vertikal, vgl. Taf. IV Fig. 2\*); sie tragen wie die von ALBERTI (Ueberblick über die Trias 1864 S. 8) aus dem gleichen geologischen Horizonte erwähnten Styloolithen eine kleine Kappe von Erdpech, die steil schiefen Seitentheile zeigen nur sehr wenig davon, dagegen mehr an einzelnen kleinen, horizontalen Treppenabstufungen. Was hiefür gilt, das gilt auch für die grosse Spalte; alle jene äusserlich zu beobachtenden, einander entsprechenden Erhöhungen und Vertiefungen gehen im Innern des Kerns (dieser ist in der Fläche der Gypsspalte auseinandergebrochen) in stärkere, typischere Styloolithenbildungen über, von denen einzelne mit völlig vertikaler Seitenfläche herauspräparirt werden konnten. In allen Fällen der Beobachtung von Styloolithen sind nun deren Thon- oder Pechkappen mit den Thon- oder Pechzwischenlagen an ihrer Basis mit Recht als ein Axiom zu ihrer Deutung homologisirt worden. In diesem Sinne ist vor allen Dingen zu betonen, dass die Asphaltzwischenlage hier keine primäre Ablagerungs-Zwischenlage sein kann, sondern, dass ihre obere und untere Gesteinsbegrenzung zweifellos eine Ausnagungsgrenze ist, an welcher die feine, primär sedimentäre Bänderung des Dolomits überall abtösst und eine besonders hervorragend scharfe Bänderungszone durch diese Auslaugung teilweise bis völlig zerstört ist. Nun wird allgemein angenommen, dass die Styloolithenbildungen jüngerer Entstehung seien, als die Thon- bzw. Asphaltzwischenlagen (wovon ich zugebe, dass sie wenigstens nicht älter sind); auf Grund dieser Annahme konnten die Styloolithen nicht noch zur Zeit der Weichheit des Gesteins entstanden sein. Damit stimmt eine weitere, z. Th. schon von GÜMBEL erwähnte Erscheinung, dass die Bänderung des Dolomits sowohl innerhalb als ausserhalb der Styloolithen an deren Vertikalgrenze haarscharf abbricht und weder hier ein Anzeichen einer Schleppung der abgeschnittenen Bänder in der Richtung der Styloolithenzähne, noch die geringste Spur einer Ausbiegung der Bänder in der Front d. h. ober- oder unterhalb der Styloolithenendflächen zu beobachten ist, vgl. unten das Capitäl über Styloolithen.

Zu bemerken ist noch, dass das Gestein weder nach Geruch, noch Farbe, jetzt noch erheblich bituminös ist; nur eine schwache dunkle Bänderung lässt auf einzelne etwas mehr bituminöse Lagen schliessen; vgl. übrigens unsere Bemerkungen über die Styloolithen des Bohrprofils von Kleinlangheim S. 50. Unter der Lupe erkennt man in Brüchen parallel der Bänderung des Dolomits eine grosse Anzahl kleiner weisser Glimmerblättchen.

Wie deutlich zu erkennen ist, hat schon vor dem Absatz des Erdpechs eine Auflösung der Randtheile des Spaltenaufzisses der lange vorher schon gehärteten Schicht stattgefunden; das Maass ist natürlich nicht zu bestimmen; es können bei der lösenden Thätigkeit eines sehr lange in einem solchen Horizontalspalten-system fliessenden Wassers die bituminösen Substanzen sich zu solcher Stärke leicht aufsammeln.

Wie erwähnt, geht von den oberen der beiden Horizontalspalten zuerst ein 45 cm starkes, später nach oben fast capillar werdendes und sich endlich verlierendes Gypsspältchen ab; an seinem Ende kreuzen zwei Parallelspältchen genau unter 45° die bisherige Richtung; auch zwischen

\*) In der erwähnten Fig. 2 Taf. IV sind die Erdpechzwischenlagen ganz schwarz, die Bänder des Dolomits in verschieden dunkeln, der Wirklichkeitsstärke entsprechenden Tönen, die Gypsspalten mit senkrechter Schraffirung dargestellt.

beiden Horizontalspalten zeigen sich zwei solcher Communicationsspältchen, von welchen eine die glatt abrotirte Endfläche des Kernes überragt; alle diese Spältchen sind mit feinem Gypsglas oder Fasergyps überzogen.

0,94—1,32 = 0,38 m dunkelbrauner, weniger dichter anhydritischer Dolomit; er ist in der oberen und unteren Grenzregion von einer Anzahl horizontaler Gypsspalten durchsetzt, deren grösste ca. 2,5 m dick ist.

Eine Gruppe unter sich paralleler, meist fast capillarer Vertikalspalten, welche mit Gypsglas bedeckt sind, keilen zum Theil frei im Innern des Kernes aus, theils stossen sie auch an den Horizontalspalten ab, ohne jenseits von ihnen eine Fortsetzung zu haben; es sind dies einseitig liegende Begleitpalten der horizontalen Spaltenbildung.

1,32—1,60 = 0,28 m stark dolomitischer Anhydrit.

An der Basis zeigen sich schwach von der Horizontalen abweichende, sich spitzwinkelig kreuzende feine Gypsspältchen, in deren weiterer Umgebung das Gestein etwas dunkler gefärbt ist (wahrscheinlich durch theilweise Auflösung des Anhydrits); infolge dieser Veränderung hat die bei der Bohrung mitrotirende Schmandmasse diese Region etwas tiefer ausgewaschen als das unberührte Gestein. Von diesen Spältchen verlaufen nach unten zwei Vertikalspältchen, die sich nach unten verschwächen und über den Kern hinaustreten, dessen Abbruch die weitere Fortsetzung leider abschneidet (fehlt oben der Anschluss).

1,60—1,99 = 0,33 m dunkelbrauner Dolomit mit 4 bis zu 2 cm breiten Bändern von Anhydrit.

Oben liegen zwei schwache Gypshorizontalspalten, welche von mehreren unregelmässigen, z. Th. auskeilenden vertikalen Spältchen gekreuzt werden; eine derselben weist auf die erwähnte des vorhergehenden Kernstückes hin; eine andere tritt unten seitlich aus.

1,99—2,36 = 0,37 m hauptsächlich in der Mitte mit Anhydritbändern durchsetzter Dolomit mit ca. 12, im Maximum ungefähr 0,5 cm messenden Gypshorizontalspalten.

2,36—3,11 = 0,75 m breite Dolomitschicht, oben eng verwachsen mit dem vorhergehenden Dolomit, an der unteren Grenze eine Gyps-Horizontalspalte.

3,11—3,58 = 0,47 m zuerst ganz dichter, bräunlicher, bituminöser Dolomit, nach unten drei Anhydritbänder.

Eine Vertikalspalte geht durch den Kern; sie verästelt sich an zwei Stellen nach unten; die Asttheile keilen aus; die Abzweigungspunkte liegen sowohl an den Grenzen der Anhydritbänder, als auch an einzelnen hier durchgehenden Gypshorizontalspalten; die drei Hauptäste endigen auch an einer stärkeren Gypshorizontalspalte gegen ein:

3,58—3,75 = 0,17 m hohes Anhydritband; die schwach von den horizontalen abweichenden Zerspleissungsausläufer obiger Spalte im Nachbargestein laufen hauptsächlich in diesem Anhydrit.

3,75—4,17 = 0,42 m Dolomit mit neun schmalen, zum Theil schmitzen- (gestreckt linsen-)artigen Anhydriteinschaltungen; durch den Kern gehen ausserdem oberhalb seiner Mitte 4, und 6 cm unter der Mitte auch eine Zone von mehreren schmalen Gypshorizontalgängen; parallele, vertikal stehende Capillarspältchen fehlen als „Communications- und Ausgleichspalten“ nicht.

4,17—4,33 = 0,16 m Anhydrit mit einzelnen thonig-dolomitischen Zwischenbändchen.

4,33—4,405 = 0,075 m Dolomit, endigend gegen ein Gypslagergängehen an der Grenze einer Einlagerung von:

4,405—4,469 = 0,055 m thonig-dolomitischem Gestein mit Anhydritschmitzen.

4,46—4,78 = 0,32 m Anhydrit, an der oberen Grenze gegen das thonig-dolomitische Gestein einige horizontale Zerspaltungsgängehen mit Fasergyps.

4,78—4,79 = 0,01 m grosskrystalline horizontale Gypsspalte.

4,79—4,91 = 0,12 m Anhydrit mit einer horizontalen Gypsspalte von etwas über  $\frac{1}{2}$  cm.

4,91—4,94 = 0,03 m Anhydrit mit einer horizontalen Gypsspalte von  $\frac{1}{2}$  cm endigend; von dieser entspringt eine unter  $30^\circ$  aufsteigende, von einer durch die Bohrrotation aussen eingetieften Zersetzungszone begleitete Gypsspalte, welche seitlich austritt.

4,94—5,21 = 0,27 m Anhydrit; zwischen 0,15 und 0,27 drei zuerst fast wagrecht, dann schief nach unten abbiegende, von einer an der Kernoberfläche eingetieften Zersetzungszone begleitete Gypsspältchen.

5,21—5,56 = 0,35 m dichter Anhydrit, gegen das folgende Gestein mit einer beinahe 1 cm messenden Gypshorizontalspalte abgesetzt.

5,56—6,39 = 0,83 m massiver Anhydrit mit einem Dolomitband beginnend.

Bei 10 cm von oben drei Gypsspalten (ein wagrecht, zwei unter  $45^\circ$  dazu); bei 70 cm von oben ein schwaches Dolomitbändchen; nach unten eine Zone fast horizontaler sich durchschneidender und zerschleissender Gypsspältchen, welche durch die sich anschliessenden schmalen Zersetzungsänder des Nachbargesteins ein auffälligeres Gepräge haben.

6,39—6,98 = 0,59 m massiger, ganz heller, fast alabasterweisser Anhydrit.

Beginnt mit einem einseitigen, durch Kernrotation abgeschliffenen Dolomitbändchen; darauf folgt eine einseitig nach oben anschwellende Ansammlung weisslicher Anhydritlinsen, welche in verschiedener Grösse in einer dolomitisch-anhydritischen Grundmasse liegen; ziemlich genau an der unregelmässigen Grenze dieser beiden Anfangsbildungen gegen den massigen Anhydrit hält sich eine dementsprechend verlaufende Gypsspalte, deren Zerschleissungen in den Anhydrit hinein ziehen.

6,98—6,995 = 0,015 m horizontale, grobkristallinische Gypsspalte.

6,995—7,095 = 0,10 m Anhydrit wie vorher.

7,094—7,935 = 0,84 m vielfach horizontal schwarz gebänderter Anhydrit.

Diese Bänderung findet nicht im Anschluss an Gypsspalten statt; es ist jedoch jedenfalls eine auf Grund einer ursprünglichen Bänderung (nach feingeschichteter, thonig-dolomitischer Wechsellagerung) ermöglichte, jedenfalls diagenetische Metamorphose erfolgt; eine sich wesentlich davon verschieden verhaltende und diese Bänderung schief vertikal scharf durchsetzende, grobkristallinische Gypsspalte tritt seitlich in den Kern ein; sie ist 4,5 mm breit und 46 cm lang und endet nach oben in einer gleichartigen Horizontalspalte, über welche hinaus nur ein schwacher Ast sich fortsetzt, der in eine horizontale Schichtlinie einmündet. In ihrem unteren Verlauf verschwächt sich die grosse Spalte, krümmt sich nach der Seite ihres Eintrittes zurück und tritt nach dreimaligem Absetzen und unmittelbar daneben wieder stattfindendem Einsetzen aus dem Kern hinaus. An einer Horizontalfläche, an welcher der Anhydrit stark dolomitisch wird, findet mitten im Verlauf der Spalte eine einseitig noch im Anhydrit befindliche, stark trichterartige Erweiterung der Spalte statt.

7,935—8,435 = 0,50 m massiver Anhydrit, daran angeschlossen:

8,425—8,51 = 0,075 m eine Zone zerschleissenen dunkel gebänderten Anhydrits (diagenetisch nach dynamisch hervorgebrachten Durchlässigkeits-Zonen umgewandelte Bänder ohne jede deutliche Spaltbildung).

8,510—8,91 = 0,40 m massiver schwärzlicher Anhydrit, von der Substanz der vorerwähnten dunkeln Bänderung, auf der Oberfläche des Kerns an vielen Stellen noch eine dichte, feine Streifung zu erkennen.

Im Innern ist das Gestein sowohl so dicht, wie gewöhnlich, als auch von Partien feinkörniger Aggregate durchsetzt; an einzelnen Stellen finden sich im Durchbruch strahlige Krystallaggregate bis 2 cm Durchmesser; selbe sind nach A. SCHWAGER'S Bestimmung des spez. Gewichts in der That Anhydrit. Ausserdem fand sich ein eingeschlossener Krystall in undeutlichen Umrissen von lichtgelbgrüner Farbe, mit undeutlicher Spaltbarkeit und unregelmässig gekrümmten und zerhackten Bruchflächen.

Da das Gestein sonst den Eindruck einer völlig unberührten Zusammensetzung macht und in der überwiegenden, sämtliche anderen Bildungen rings umschliessenden Masse thatsächlich von gewöhnlichem Anhydrit sich nicht unterscheidet, so darf mit Sicherheit geschlossen werden, dass die Anzeichen sekundärer Umbildung auf die Periode der Diagenese des Schichtgesteins hinweisen.

8,91—9,06 = 0,15 m Anhydrit mit zwei unregelmässig anschwellenden, bis und über 1 cm starken Gypsspalten, von denen sich auch die Gypsumwandung unregelmässig ins übrige Gestein fortgesetzt hat.

9,06—9,46 = 0,40 m oben dolomitischer Anhydrit; sodann drei spitzwinkelig sich durchschneidende fast horizontale Gypsspalten, welche an einzelnen Stellen eine ältere, offenbar diagenetische Bänderung scharf durchsetzt; eine 1 cm starke von diesen Spalten biegt in eine Horizontalspalte ein und zieht in einem schwachen Ausläufer nach oben ab; 6 cm tiefer eine normale Gypshorizontalspalte; 32 cm tiefer desgleichen eine solche gegen:

9,46—9,58 = 0,12 m dunklen Dolomits, der oben noch schwache Anhydritbänder aufweist.

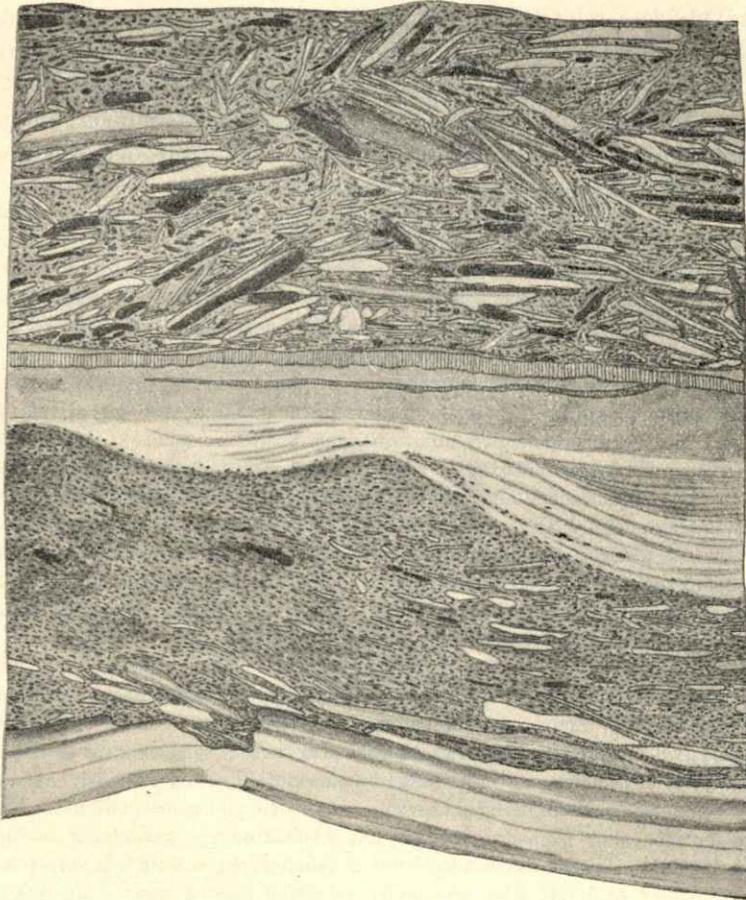
9,58—9,95 = 0,37 m hellerer Dolomit mit sehr gering hohen, langgezogenen Schmitzen von Anhydrit; hier zeigen sich fünf Horizontalspalten mit thoniger Asphalteinlagerung und niedrig vertikaler Stylolithenbildung; desgleichen zeigen sich schief aufsteigende Spältchen mit stylolithenartigen Suturen.

9,95—10,28 = 0,33 m gebänderter Dolomit mit säulenförmig hindurch setzenden Anhydriteinschlüssen, welche im zweitnächsten Complex näher beschrieben sind.

10,28—10,73 = 0,45 m Ablagerungsbreccie aus meist flachen, plattigen Dolomitgeschieben und kleinen Detritus mit anhydritisch-dolomitischem Bindemittel, das an einzelnen Stellen zwischenbandweise überwiegt (Fig. 1 S. 29).

Sie beginnt mit einem Anschluss an das feste glimmerführende, schwach anhydritisch-thonige Grenzgestein des überlagernden Dolomits, von welchem einzelne Theile der Breccie noch umhüllt werden; trotzdem endet dieses feste, vollständige frische, tiefschwarze Grenzgestein mit fast völlig ebener Unter-Endfläche, nur ganz schwach und normal, ohne irgendwelche Uebergangsbildung die kleinen Unebenheiten der Breccie ausfüllend. Unten schliesst sich die Breccie an einen feingebänderten gelblich-grauen Dolomit an, dessen Bänderung theilweise zu einer schwachen Trennung mit Schichtablösungsflächen gediehen ist (Fig. 1). Dieser dichte Dolomit zeigt sowohl in der Schichtung als auch an seiner Oberfläche einzelne schwache Unebenheiten; letzteres ist besonders wichtig, da nämlich verschiedene Schichtplättchen sowohl wie zerbrochen erscheinen als auch ihre Horizontalfläche in bemerkenswerther Weise angeragt ist. Diese Vertiefungen und Unebenheiten sind mit einem ganz kleinsplitterigen Grus kantenabgerundeter, dunkelgrauer Dolomitfragmente erfüllt, in welchem einzelne grössere, kleinplattigere, geglättete und kantenabgerundete Dolomitstückchen liegen, die sich stellenweise anhäufen und in ihrer gelblich-grauen Farbe mit Bänderung ebenso gegen den dunklen Detritus abstechen, als sie an den Dolomit der Unterlage erinnern. Die Art der Lagerung ist im Allgemeinen horizontal, obwohl einzelne grössere Fragmente nach verschiedenen Seiten stärker geneigt sind. Nach oben zu werden die Fragmente viel kleiner und sind stärker abgerundet, so dass man an einzelnen Stellen das typische Bild eines feinkörnigen Abrollungsooliths erhält. Dabei überwiegt hier das eher dolomitische als anhydritische Bindemittel mehr und mehr; nach ca. 4,5—6 cm von der unteren Grenze hat man eine 2—3 cm starke Bändeinlagerung dieses Bindemittels ohne scharfe Grenzfläche nach der unregelmässigen Unterlage, dagegen eine von keiner Abtragungsspur berührte fast vollständig horizontale Abgrenzung nach oben; in die Vertiefungen der Unterlage senkt sich das Material der feinkörnigen, gelblich-grauen, dolomitischen Zwischenbänder in nach unten concaven Anschwemmungstreifen, in welchen auch noch Theile des oolithoiden Detritus von den Höhenpunkten seiner wellenförmigen Oberfläche herabgerissen und eingeschwemmt sind und sich bald verlieren. Das Ganze ist durch eine hierzu horizontal discordant aufgelagerte dolomitische Masse nach oben abgeschnitten. In grösster Nähe der oberen Abgrenzung des Bandes läuft eine horizontale Gypsspalte hindurch; darüber hebt von Neuem die Breccie an. Die grösseren Geschiebe sind hier häufiger als der kleinsplitterige Grus; hunderte von solchen, in denen alle Nüancen zwischen dunkelgrau und hellbräunlichgrau zu sehen sind, lassen sich an der glatt

angeschliffenen Kernfläche studiren; nahezu alle zeigen stark abgerundete Endflächen. Die Lagerung ist wirr, jedoch mit einer Neigung zur Horizontalen; die Verfestigung ist eine sehr starke und das feine dolomitisch-anhydritische Bindemittel überwiegt, besonders nach oben, den unten zwischen-  
gelagerten feinen Grus. Von einer zweiten, 6,5 cm höher als die ersterwähnte Horizontalspalte



Figur 1.

Ablagerungsbreccie aus den oberen Dolomiten (10,28—10,73 m); unterste Zone, mit Anschluss an das liegende Gestein, in  $\frac{2}{3}$  natürl. Grösse.

gelegenen, gleichfalls scharf gegen die Breccie abgesetzten horizontalen Faser-Gypsspalte, ist sowohl das Bindemittel als der zwischen den einzelnen grösseren Fragmenten gelegene Grus sehr schwach, so dass die Theile an der Bohrkerndoberfläche ganz locker auf einander zu liegen scheinen, die schwachen Zwischenraumfüllungen sind durch die Bohrrotation zu Fugen ausgewaschen worden, und im Innern sieht man, dass die schwache anhydritisch-dolomitische Zwischenmasse in vielen, aber ganz geringen Partien vergypst ist; es konnte also hier Wasser circuliren, was den Anfang eines werdenden Zellendolomites bedeutet. Man hat besonders hier das Bild einer Nummuliten-Lumachelle vor sich. In dieser Zone gelang es auch, einzelne Dolomitstückchen, welche in schönster Weise die Anzeichen von Rollstücken tragen, rundum abzulösen. Auch hier ist die Anhäufung öfters sehr wirr; nach oben stellt sich aber wieder ganz horizontale Lagerung ein, so dass der Absatz der oben abschliessenden, thonig-glimmerigen Dolomitschicht auf einer fast ebenen Unterlage erfolgte, jedoch nicht ohne einzelne vorragende Geschiebe theilweise zu umhüllen.\*) Auch die Querbrüche durch den Bohrkern zeigen den Charakter der Breccienbildung

\*) Es ist bemerkenswerth, dass diese klastische Ablagerung mit einem feineren Korn beginnt und mit groben Geschieben endigt; dies lässt nur die Deutung zu, dass man am Punkte unserer Materialentnahme etwas weiter von dem Hauptzerstörungsort und den Hauptströmungswirkungen

durch kantengerundete Geschiebe eines feinplattigen Dolomits und von eingelagertem Detritus dieses Gesteins ganz vorzüglich, und es kann auch nicht der mindeste Zweifel vorliegen, dass sie aus einer weit verbreiteten Zerstörung der Oberfläche der unmittelbar darunter liegenden Dolomitschichten entstanden ist; wie dieser Zerstörung vorgearbeitet war, das zeigt die Betrachtung dieser nächsttieferen Schichten.

10,73—11,28 = 0,55 m hellgelbgrauer, nach unten mehr aschgrauer, dunkel und hell gebänderter Dolomit mit vielen schmitzenartigen Zügen anhydritischen Dolomits und sehr merkwürdigen schmalen und hohen, senkrechten, mit Gyps und dolomitischem Anhydrit völlig abgeschlossenen Ausfüllungsräumen; hiermit ist die nähere Beschreibung des Dolomits (0,33 m S. 28) oberhalb der Breccie vereinigt.

Bei 1,5, 7,0, 11,0, 13,0, 17,0, 27,0, 31,0, 40,0 cm von oben und an den hiernit zu besprechenden Stück von 0,33 cm bei 25 cm von unten verlaufen durch den Kern neun Fasergypshorizontalspalten, von welchen die stärkste, unterste 6 mm und die niedrigste 1,55 mm hoch ist. Die erstere zeigt im Hangenden des Gypsgangs ein 2 mm hohes Band von Erdpech. Die Styloolithenzacken und drucksuturartigen Unebenheiten des unteren Dolomitrandes passen völlig bis in die kleinsten Einzelheiten in den unteren Rand des Erdpechbandes. Der Gyps hat also den Zwischenraum zwischen diesen normal auseinandergedrängten Rändern ausgefüllt und ist jünger als die Erdpechbildung (vgl. oben S. 25). Dies stimmt damit überein, dass eine ganze Anzahl von feinen Erdpechstreifen horizontal spaltenartig durch die Masse hindurchgehen und diese nie ohne beifolgende starke Drucksutur-Bildungen auf vorherigen Spalten entstanden sind. Wir haben hier dieselbe Aufeinanderfolge wie oben: 1. Spalten mit Erdpechansammlung und Drucksutur-Bildung, 2. Gypsgängchen an dem einen Theil dieser Flächen. Die Entstehung der letzteren ist vielleicht (?) dadurch zu erklären, dass durch die Drucksutur-Bildung, welche natürlich nicht überall im gleichen Zeitmaasse fortschreitet, stellenweise starke Raumverminderungen entstehen und allmählich an den lockeren grösseren Spalten die Theile auseinanderrücken; in eben diesem Maasse bildeten sich die Gypsfüllungen mit queren Gypsfasern, welche nicht immer genau senkrecht stehen, sondern nach der Seite des etwas schiefen Auseinanderrückens abgebogen sind.

Wir haben oben erwähnt, dass der Dolomit in der Horizontale durchzogen ist von einer Anzahl schmaler Bänder und kurzen, schmitzenartigen Zügen von anhydritischem Dolomit oder dolomitischem Anhydrit. Ebenso wie (vgl. unten) im Hauptanhydrit von Kleinlangheim im Wellendolomit und Röth von Bergheinfeld (vgl. Textf. 4 S. 110) und Mellrichstadt neben solchen regelmässigen Schichtenbändern von Anhydrit auch säulenartig aufgebaute Linsenanhäufungen von Anhydrit vorkommen, ähnlich ist es auch hier. In der 33 cm starken Zone oberhalb der Breccie gibt es eine Anzahl solcher bis säulenartig übereinander stehender kleinerer knotiger Linsenanhäufungen, sowohl mit breiter Basis und breitem oberen Abschluss als auch anschwellend und abnehmend. Solche in den vorliegenden Stücken nur noch in geringerer Zahl und Kleinheit intakt erhaltene Partien müssen schon in sehr früher Zeit — zur Zeit der Weichheit des Gesteins — schwache Lagerungsstörungen erlitten haben, da die Grenzlinien dieser zweifellosen nur schwachen Lageveränderungen völlig verwischt sind und mit dem übrigen Gestein eine einheitliche Erhärtung durchgemacht haben; gegen diese vertikalen Ansammlungen haben auch jedenfalls in der der Breccienbildung vorhergehenden Veränderungsperiode seitliche Rutsche stattgefunden, welche die regelmässigen Anhydrit-Dolomitbänder gefaltet und meist einseitig überbogen haben (S. 114). In diesen Vertikalanhäufungen von knotigen dolomitischen Anhydritlinsen mit Zwischenpartien reineren Dolomits sind nun in viel späterer Zeit Umwandlungen vor sich gegangen, welche den zum Theil massigen, alabasterartigen, theils grosskrystallinen, theils auch horizontal blättrig-schülferigen Anhydrit in Gyps verwandelten, hierbei wurde seitlich der Dolomit ausgenagt als auch die horizontalen dolomitischen Zwischenlagen verringert; natürlich hat sich dabei eine weitere Verbiegung der gefalteten Partien eingestellt. So entstanden die merkwürdigen, nach oben wie unten kegelartigen, biconischen oder auch breit und flach fladenartig endenden Gypssäulen, welche im Innern unregelmässig horizontale, schief und senkrecht mit einander anastomosirende, oft

entfernt ist. Hierher gelangt daher zuerst der feinkörnige dunkelgraue Grus, welcher der örtlichen Unterlage ganz unähnlich ist; es finden sich aber in ihm vereinzelte grössere Geschiebe, die offenbar aus grosser Nähe dieser ja in der That angegriffenen Gesteins-Unterlage entnommen sind. Die Strömungen konnten daher erst allmählich (d. h. im Aufbau der Schicht nach oben) grössere Fragmente des dunkeln Gruses und überhaupt solche dem Gestein der örtlichen Unterlage mehr fremdartige Geschiebe an diese Stelle des Meeresbodens heranbringen (vgl. S. 115).

ein enges Maschennetz bildende Reste des ursprünglichen Dolomit-Zwischengerüsts aufweisen. Zu bemerken ist, dass diese Bildung in einer Länge von  $8\frac{1}{2}$ —10 cm durch die Kerne in wechselnder Breite von 2—3 cm hindurchgehen.

Die erwähnten Bildungen erreichen in dem 55 cm messenden Kern unter der Breccie eine Höhe von 40 cm und bei einer auf der einen Kernseite erkenntlichen fast völligen Abschnürung eine grösste Breite von 8 cm. Hier sind sowohl die Spuren seitlicher Faltung des Dolomits grösser, als auch die Ausnagungen an der Seite und im Innern stärker vorgeschritten. Auch ist die sich an diese Veränderungen anschliessende Horizontalzerspaltung des Gesteins viel stärker. Die obere Endigung ist ein 4 cm breiter, kugelförmiger Ausfüllungskopf eines starken Ausnagungs- und Umwandlungsraumes, von welchem eine ganz schwache Spaltfortsetzung vertikal aufwärts zieht und an den Horizontalspalten am unteren Ende der Breccie sein Ende findet.

Wir kommen nun zu der Frage, zu welcher Zeit diese Umwandlung stattgefunden habe; hier ist zuerst zu bemerken, dass ein Theil der Fasergysspalten des Dolomits, sowohl horizontal, wie schief vertikal, durch die metamorphosirten Partien hindurchsetzt; eine weitere Partie von Spalten schliesst aber an die Gypsmetamorphose und die Dolomitausnagungen an, und diese sind, ohne Grenzen gegen einander zu zeigen, gleichartig mit den Auslaugungsgebieten mit Gyps erfüllt. Andererseits ist zu erwähnen, dass die erwähnten feinen Erdpechfäden (d. h. die Oberflächendurchschnitte der dünnen Erdpechlager) gegen die Grenzen der vertikalen Anhydrit-Linsenanhäufungen dünner werden und in ihnen auslaufen; es kommt dies offenbar daher, dass hier schon ursprünglich zu wenig dolomitische Partien zur lokalen Bitumenanreicherung vorhanden waren. Die gleiche Art des Auslaufens und Endigens gilt für die nachträglich metamorphosirten Abschnitte. Wenn auch nicht absolut sicher, so ist doch mit einiger Wahrscheinlichkeit daraus der Schluss zu ziehen, dass die Metamorphose daher nach der Zeit der Bitumenanreicherung in den Horizontalspalten stattfand, welche, wie wir sahen, einen gewissen Zeitpunkt, und zwar die Zeit der Bildung der Drucksuturen, einhielt. Die Bitumenanreicherung in den fein fadenartigen Horizontalspältchen geht aber ununterbrochen durch die gegen die Seitenpartien etwas gestört und verändert gelagerten „primären“ Anhydrit-Vertikalanhäufungen durch; diese Störungen sind also jedenfalls die ältesten Umbildungen im Gestein, welche wir oben auch als „diagenetische“ erklärt haben; sie bauten der Oberflächenzerstörung vor.

Die Erklärung, warum die Bitumenconcentrationen nach den primären Anhydrit-Vertikalanhäufungen so stark abnehmen, diese gilt natürlich auch für deren sekundäre Umbildung, es könnte daher die Metamorphose auch noch älter sein, als die Bildung der Erdpechfäden (bzw. Schichtchen), es ist aber nicht wahrscheinlich, dass nach der Gypsmetamorphose und der Dolomitausnagung noch so viel bituminöse Substanz in dem dolomitischen Zwischennetz vorhanden war, besonders in den reduzirten, den Erdpechspalten zunächst liegenden Partien, so dass unsere obige Zeitbestimmung dadurch sehr zweifelhaft würde; die Zeit der Umsetzung würde also in den Beginn der Gypsspaltenbildung zu setzen sein, welcher später durch weitere horizontale Spaltenentstehung auch eine weitere Gypserfüllung gefolgt wäre.

11,28—12,18 = 0,90 m hellbraungraue, thonarme, zum Theil gebänderte, bituminöse und nach Bändern mehr oder weniger anhydritische Dolomite; nach unten in einer ca. 0,10 m starken Region in einem gewissen Uebergang zu dem liegenden Complex, was auch durch direkten Gesteinsanschluss verbürgt ist, etwas thonreicher und dunkler gefärbt; der Complex ist im Innern nicht vollständig.

Es zeigen sich sechs schwächere, mit Gyps zugewachsene Horizontalspalten; auch zwei Vertikalspältchen treten auf, von denen eines schief durch das Gestein durchstreicht, ein anderes einseitig im Gesteine auskeilt.

12,18—13,23 = 1,05 m dunkelschwarze, stark dolomitische, fest gebundene Thone bezw. stark thonige Dolomite mit gleichmässigem Anhydritgehalt, mit vereinzelt schwachen Zwischenlagen schwarzer Schieferletten, fünf schwachen Gypslagerspältchen und einer sich daran anschliessenden, zart entwickelten capillaren Zerklüftung mit schwachem Gypsbelag; auch dieser Complex liegt nicht vollständig vor und ist daher ein innerhalb desselben gefundener Reptilienwirbel seiner Lage nach nicht genau orientirt; er scheint der oberen Region dieses Complexes anzugehören.

## B. Hauptanhydrit.

3,60 m vorzugsweise thonige Schichten mit unregelmässig und regelmässig schieferigem Zerfall, von grauer bis dunkelgrauer, hie und da schwarzgrauer Farbe; sie führen sehr vereinzelt starke Anhydritbänkchen, meist recht dünne Bänder und Flasern, seltener Linsen von Anhydrit.

Auch hier zeigen sich zahlreiche Rutschungen im Thon, dessen feine Schichtflächen sowohl mit Gypsplatten, als auch mit nicht geschlossenen Ueberzügen kleiner Gypskryställchen besetzt sind. Das Profil ist auch hier nicht vollständig und haben zahlreiche Abbröckelungen im Felde stattgefunden, die den Bohrkernen nicht beigelegt wurden; die engere Zusammengehörigkeit der einzelnen Theile des Complexes ist aber durch immerhin zahlreiche Anschlüsse erwiesen, und es ist von Bedeutung, dass an mehreren Stellen vereinzelt Fischschuppen (eines Lepidosteiden) gefunden wurden.

3,60—6,25 = 2,65 m ziemlich massiver, durch hellere und dunklere bituminöse Abänderungen feingebänderter Anhydrit; hier 5 bis zu 1 cm dicke Gypslagergänglichchen; auch hier ist das Profil nicht ganz geschlossen.

6,25—7,95 = 1,70 m überwiegend thonige Schichten, zum Theil massig und fester gebunden; 65 cm über der unteren Grenze gehören noch in die normale Profilverfolgung des liegenden Complexes; die übrigen höheren Schichtenkerne sind unvollständig; es zeigen sich hier eine Anzahl Anhydritlinsen, dickere Flasern und eine 20 cm hohe, feste Bank von Anhydrit; in den härteren Thonpartien zeigen sich vereinzelt deutlichere dolomitische Flasern und Bänder.

7,95—8,74 = 0,79 m ziemlich einheitlicher Schichtencomplex, der mit 65 cm des Hangenden und 54 cm des Liegenden eine geschlossene Profilverfolgung bildet; er beginnt mit einem 67 cm messenden, durch ganz feinschichtige Thoneinschaltungen sehr feingebänderten, nach der Mitte zu völlig anhydritfreiem Dolomit; hier ist der Fund eines kleinen Lepidosteiden zu verzeichnen; darauf folgen in raschem Uebergang 6 cm eines etwas thonreicheren Gesteins, in welchem der Dolomit flaserig knollig entwickelt ist; an dieses schliesst eine 2 cm starke dichte, kalkartig aussehende Dolomitbank, welche wieder von etwas thonreicherer Schicht mit flaserig knolligen Dolomiteinlagerungen unterteuft wird.

8,74—9,66 = 0,92 m feinschichtig flaserige, anhydritische Thonschichten mit vereinzelt dickeren und dünneren Anhydritbändern und -Linsen; nach oben hat der Thon trotz feiner Lagerung einen etwas stärkeren Zusammenhalt; in den oberen 34 cm (engstens an das Hangende angeschlossen) eine oben und unten auskeilende Vertikalspalte.

9,60—10,265 = 1,605 m dunkelschwarze bituminöse dolomitische Thonschichten oder thoniger Dolomit von festem Zusammenhalt;\*) verschiedentlich von schmalen, beiderseits auskeilenden Bändern von dolomitischem Anhydrit und reinerem Anhydrit durchsetzt.

Hier ungefähr 15 horizontale Gypsspaltenfüllungen, welche meist zu Ablösungen der Kernstücke Anlass gaben, und eine vertikale ganz ausgefüllte Gypsspalte, deren Verlauf wegen zahlreicher Lücken in dieser Serie nicht weiter festgestellt werden konnte.

\*) Hier setzen auch in einem gewissen Horizonte eine grössere Anzahl schiefer, untereinander fast paralleler Capillarspältchen durch; in einem Horizontalbruch durch diese Region erscheint dabei ein verblüffendes Bild von Wellenfurchen und -Rippen; ihre schwächer geneigte Seite entspricht den glatten Rutschflächen, die steilere einem rauhen Gesteinsquerbruch; es kann hiernach keine Rede von einem etwa seichtes Wasser etc. andeutenden Gesteinsanzeichen sein. Es sind diese gering hohen, oben und unten völlig verschwindenden, nahezu parallelen Klüfte offenbar die Ausläufer einer Horizontalzerreissung, welche durch den Gebirgsdruck eine schief nach unten gerichtete Abbiegung erfuhren.

10,265—10,344 = 0,079 m mehrfacher Wechsel zwischen anhydritischem, hauptsächlich dolomitischem Thon und Anhydrit mit reichlichen Einschlüssen feiner Quarzkörnchen (anhydritischer Sand); auch hier fehlen die Anschlüsse.

10,355—10,805 = 0,45 m in der oberen Hälfte schwarzer, massiger, anhydritischer Thon mit starker Rutschungszerfleissung, nach unten mehr thonige Anhydrite mit einzelnen Zwischenlagen schwarzen Thones.

10,805—11,845 = 1,74 m heller, massiger, dichter Anhydrit, mit einer 2 cm und einer 3 cm dicken Zwischenlage von körnigem Gyps als Spaltenausfüllung (völlig geschlossene Reihe).

11,545—12,255 = 0,71 m dunkelgrauer, massiger Thon mit dicken Linsen und knolligen Lagen von Anhydrit.

12,255—12,825 = 0,57 m heller, schwach gebänderter massiver Anhydrit.

12,825—13,155 = 0,33 m sehr fein horizontalgestreifter, massiver, fast schwarzer thoniger Anhydrit, in der Mitte mit einzelnen dicken Bändern helleren Anhydrits.

13,155—14,605 = 1,45 m dichter, massiger, heller Anhydrit, schwach gebändert, mit drei Horizontalspalten, zunächst der unteren Grenze mit einer schwachen thonigen Zwischenlage.

14,605—15,175 = 0,57 m thonige Schichten mit reichlichen kurzen Anhydritfasern und kleineren Linsen; auch hier starke Zerspleissung in den Thonlagen.

15,175—15,255 = 1,08 m dichter, feingebänderter, heller Anhydrit mit vier horizontalen Gypsspalten.

15,255—15,445 = 0,19 m schwarzer feingestreifter (in seinen Streifen kompakt gelagerter) Anhydrit mit einzelnen helleren, oberflächlich vergypsten Anhydritbändern.

15,445—18,285 = 2,84 m massiver Anhydrit; zum Theil heller, oberflächlich vergypster, feingebänderter, zum Theil in breiteren Zwischenzonen dunkler Anhydrit mit feinen, fast verschwindenden horizontalen Lagerstreifen mit häufig senkrecht durch diese hindurch erfolgter, offenbar diagenetischer Krystallisation.

18,285—18,335 = 0,05 m durch primären Zusammenrutsch etwas gefalteter, zum Theil vergypster Anhydrit, oben durch eine thonige, unten durch eine 1 cm starke, durch feine Anhydritvertheilung gleichsam feinsandige Lage abgeschlossen.

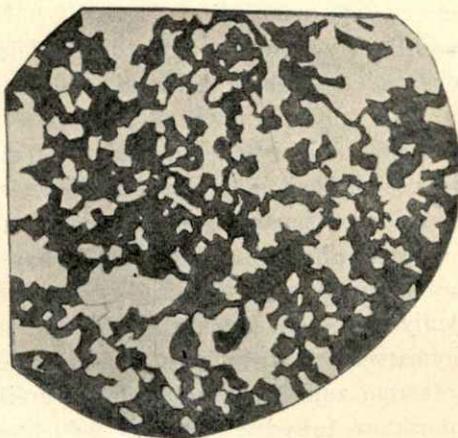
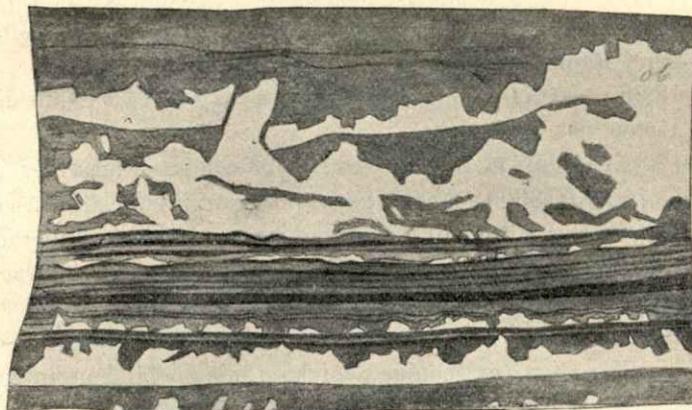
18,335—18,935 = 0,60 m zum Theil dunkler feingestreifter, zum Theil hellerer dichter, im Ganzen kompakter Anhydrit, wie die Schichten über der eben besprochenen Zwischenbildung.

### C. Dolomit- und Mergelunterlage des Hauptanhydrits.

1,65 m messende, einheitliche Masse, welche aus einem Wechsel von Anhydrit- und Dolomitschichten besteht.

Es überwiegt oben der Anhydrit und unten der Dolomit; der Anhydrit ist zum Theil dicht, zum Theil feinkrystallinisch; die obere Grenze des Dolomits und untere Grenze der dicht erscheinenden Anhydritstreifen sind zumeist horizontal oder wenigstens geschlossen ganzrandig, die obere Grenze des Anhydrits und die untere des Dolomits dagegen häufigst unregelmässig zackig; es fallen hier besonders von dem Anhydrit in den Dolomit hineinragende, eckig-spitzige Erhebungen auf, welche sich trotz der Rundung der Kernoberfläche als Krystallenden erkennen lassen, vgl. S. 34 Fig. 2 oben. Schöner ist das Bild von einem Horizontalanschliff, der durch die obere Region der aufstehenden Zacken geht; hier zeigen sich in der That eine grosse Anzahl von regelmässigen Durchschnitten von Krystallen oder Krystallgruppen, welche also an ihrer Basis in einer zusammenhängenden Masse verwachsen oder von dieser Masse aus in die Höhe gewachsen und von Dolomit bedeckt sind. Die in Fig. 2 unten dargestellten Durchschnitte stellen also parallel mit der Basis durchschnitene, aufrecht stehende säulen- bis tafelförmige Krystalle, Zwillingsbildungen und Verwachsungsgruppen solcher

dar; A. SCHWAGER hat ihr spezifisches Gewicht an zwei verschiedenen Proben auf 2,926 und 2,952 bestimmt; es ist also zweifellos Anhydrit, nicht Gyps, wie man meinen könnte, wenn man bloß die einer Ebene angehörigen Durchschnittsbilder aufrechtstehender Krystallbildungen betrachtet. Diese Durchschnitte lassen sich aber auch auf die Zwillinge nach der Fläche einer rhombischen Säule zurückführen (vgl. QUENSTEDTS Mineralogie S. 539, Fig.), bei welchen aber die freie Fläche M noch durch die rhombische Säule (nach der auch sonst die Gradendfläche kreuzweise gestreift ist) zugespitzt wäre.



Figur 2.

Aus den hangenden Schichten der Dolomitbasis des Hauptanhydrits; wechselnde Dolomit- und Anhydritschichten, letztere mit frei nach oben endigendem Krystallwachsthum; oben Vertikaldurchschnitt, unten Horizontaldurchschnitt; in  $\frac{2}{3}$  nat. Grösse.

Das geologisch Interessante an dieser Bildung ist die Thatsache, dass hier die Anhydritniederschläge gegen Ende jeder Absatzperiode am Boden des Meeres zu grösseren Krystallbildungen weiter gewachsen sind, dass also zu dieser Zeit die rasche, auch in grösserer Höhe der starken Lösung stattfindende Anhydrit-Ausscheidung und deren Niedersitzen am Boden (wo das Weiterwachsen durch die rasche Bedeckung gewöhnlich unmöglich wird) derart zurückging, dass am Boden, wo sich die starke Soole noch hielt, nur ein Krystallwachsthum der zuletzt niedergefallenen Gebilde, kein neuer Niederfall selbst stattfinden konnte. Dies war die Einleitung zu der nachfolgenden Dolomitbildung, welche indessen auch schon gleichzeitig in der Nähe in Gang kam und neben erstem Wachsthum einhergehen konnte. Ragt doch ein solcher Anhydritkrystall durch die unmittelbar überdeckende Dolomit- und die darauffolgende Anhydritkrystallschicht hindurch in die an dritter Stelle daraufliegende Dolomitlage ganz beträchtlich noch hinein; er war also jedenfalls stets in einem gewissen Bildungsvorsprung gegenüber dem Dolomitabsatz befindlich, bis er zuletzt von diesem ganz bedeckt wurde. — In dieser 1,53 m mächtigen Zone spielt sich der Kampf

zwischen Dolomit und Anhydrit ab, von denen ersterer in der Basis, letzterer im Hangenden überwiegt. Gegen die Basis des ganzen Complexes hin werden die Anhydritschmitzen auch bedeutend schmaler und lösen sich in eine Anzahl vereinzelter linsenförmiger Knoten auf; ihre Charakteristik bleibt im Wesentlichen dieselbe; die hangende Oberfläche ist spitzig, die Basis entweder ganz flach abgeschnitten oder, wie dies auch vereinzelt an anderen Stellen vorkommt, mit der Rundung einer unteren Linsenfläche in die liegende Dolomitmasse eingesenkt, begann demnach ihr Wachstum also schon gegen Ende der Bildung des liegenden Dolomitbandes. So erinnert das Letztere sehr an den im Zechstein vorkommenden Anhydritknotenschiefer. Die Stücke, welche die Bohrung bei Mellichstadt aus diesem Horizont zu Tage gefördert hat (vgl. von AMMON, Geogn. Jahreshfte 1900, S. 174), zeigen, dass die linsenförmigen Knoten oft in den Schichttrennungslinien eingereiht gelagert sind; sie entsprechen also offenbar, wenigstens in dem Höhenpunkt ihres Wachstums (dem grössten Durchmesser der Linsen), gewissen Pausen in der Dolomitbildung; ich halte sie so, wie sie vorliegen, für am Boden ausgewachsen, wenn auch ihre Anfänge natürlich dahin niedergesunken sind. Ich bin nicht der Ansicht FRANTZENS, welcher glaubt, sie könnten nur schwebend und niederfallend und nicht am Boden liegend entstanden sein, da sie sich sonst mit dem Schlamm hätten verunreinigen müssen; es müsste dies dann auch für die ungleich grösseren und schwereren Anhydritlinsen und deren vertikalen Wachstumsaufbau im Röth etc. gelten, welcher zweifellos am Boden stattgefunden hat, ohne irgend wie Verunreinigungen aufzunehmen (vgl. Näheres im Allgemeinen Theil S. 110). — Im Ganzen finden sich nach unten zunehmend 21 Dolomitbänder, ein weiteres mit 7 cm zeigt eine Anzahl Horizontalspalten mit Fasergyps; in den letzten 16 cm Dolomit zeigen sich die schwächeren Anhydritknoteneinlagerungen.

0,43 m dichter, einförmig hellgelbgrauer, nach unten dunkelgrauer, zuerst dolomitischer, dann mehr und mehr thoniger und bituminöser Kalk.

0,43—1,20 = 0,77 m dichter einförmiger, hie und da gebänderter, grauer etwas kalkiger Dolomit, in welcher eine 51 cm hohe Zone vertikaler, fast capillarer, mit Gypsbelag geschlossener Spältchen zu bemerken ist; diese keilen sowohl oben aus als auch verschwinden sie, in die folgende Gruppe fortsetzend.

1,20—1,425 = 0,225 m mürber, schwach dolomitischer Kalk, vgl. Taf. V Fig. 7. Hier zeigen sich merkwürdige Umwandlungserscheinungen, deren Steigerung zu einem porösen Rundzellenkalk geführt hätte; die Oberfläche des Kernes ist mit zahlreichen länglichen, in der Horizontale sehr erweiterten dunklen Partien besät. Diese haben einen geringeren Gesteinszusammenhalt und sind durch die Bohrrotation flach ausgewaschen; sie setzen sich völlig unverändert auch in das Kerninnere fort und eine Prüfung zeigt, dass eine hochgradige Entkalkung stattgefunden hat; dies zeigt sich nicht nur in den horizontalen Bändern, sondern auch längs deutlicher vertikaler Capillarklüftchen, von welcher aus, auch wieder wesentlich in der Horizontalen, die Entkalkung seitlich vordringt. Bemerkenswerth ist, dass dabei hier nirgends Calcitbildungen auftreten, die Klüftchen dagegen mit Gyps belegt sind (vgl. ähnliche Erscheinungen in den Kalkmergeln von Kleinlangheim) S. 49—50, Taf. III Fig. 1 u. 2.)

1,425—2,24 = 0,815 m mürber, wenig dichter kalkiger Dolomit; bei 19,5 cm unter der oberen Grenze eine horizontale Gypsspalte; von 29—39 cm unter der oberen Grenze zeigen sich bei zunehmendem Kalkgehalt des Dolomits oolithische Einlagerungen mit einer einseitig schwach aufsteigenden und anschwellenden starken Anhäufung der Oolithkörner bei geringem Bindemittel; durch diese, an ihrer stärksten Stelle 1,8 cm starke Grenzschicht geht, wie gewöhnlich, randlich eine horizontale Gypsspalte; darauf folgt eine 0,0575—0,065 m messende Zone mit sehr zurücktretendem Oolith, dagegen mit einer mittleren Zone von fremdartigen Einschlüssen, in deren Umgebung auch die Oolithkörner sich etwas anreichern; diese Einschlüsse bestehen aus meist an den Kanten und Ecken kaum abgerollten Fragmenten einer etwas mehr dunkelbraunen, dolomitischen Gesteinsmasse, als die umgebende dichte

Grundmasse es ist; sie sind zum grossen Theil horizontal, häufig auch schief, vereinzelt auch senkrecht in der übrigens sonst ohne jedes Lagerungsanzeichen versehenen Gesteinsmasse eingelagert; an einer Stelle im Innern ist ein Knöchelchen eingebettet, das nicht näher zu bestimmen ist; eine Anzahl der übrigen Einschlüsse sind ausgelaugt und ihre Höhlung mit Gyps ausgefüllt. Darauf folgt nach unten ohne jede Schichtabtrennung (wie auch vorher) eine 2,5 cm starke fast oolithfreie Zone, worauf auch ohne jede scharfe Abtrennung plötzlich in einem Horizontalniveau der Oolith wieder beginnt und eine 2—4 cm mächtige Lage bildet. An der unteren Grenze der Oolithansammlung häufen sich wieder die Einschlüsse, welche ei-, kugel- und kuchenförmig bis lang fladenartig, aber viel völliger abgerundet sind, wie die obenerwähnten Fragmente.

Wie die Oolithkörner oben streng horizontal gereiht und gelagert sind, so sind auch hier bis unten hin die grösseren Einschlüsse flach gelagert und zeigt sich in der untersten Region der Masse eine deutliche horizontal streifige Anordnung. Die unterste Partie ist von der oberen durch eine Rotationsfläche des Kernes auf einer auch theilweise mit abgeschliffenen horizontalen Gypsspalte abgetrennt. In der Nähe dieser Gypsspalte ist in der hangenden Partie der Oolith in einer gewissen Höhe ausgelaugt; die liegende Partie scheint durch die Anzeichen einer bituminösen Basis der Spaltenerfüllung davor geschützt gewesen zu sein; in merkwürdiger Weise sind die Oolithporen durch den vertikalen Gebirgsdruck zusammengequetscht.

Was die Mikrostruktur des Ooliths selbst betrifft, so liegt ein echter Schalenoolith ohne Strahlenstruktur vor; der Kern besteht aus einer bräunlichen, sehr fein krystallinen Kalkmasse mit regellos eingestreuten Flocken bituminöser Substanz; selten zeigt sich ein grösseres centrales Kernstück; darum folgen 2—3 dickere Ringe derselben Substanz, in welchen häufig die bituminösen Flecken peripher verlängert in feinen Kreisen angeordnet sind. Das Ganze umhüllt ziemlich allgemein eine Schale fast hyaliner Substanz (welche aus ganz hellem Kalk mit sehr zurücktretender körniger Struktur besteht), ausserhalb welcher sich, wieder ringförmig angeordnet, einzelne Putzen der sehr feinkörnigen braunen Innensubstanz, zum Theil auch radial als deren Fortsetzung zu erkennen, anlegen. In den Zwischenräumen ist öfters eine Fortsetzung der glashellen Hülle zu erkennen, zum Theil geht sie aber auch hier schon in den nach aussen in einem breiteren Kranz sich anlegenden, stärker körnigen Kalk über, welcher sich nur schwach von der Grundmasse des Gesteins abhebt. Die Mineralsubstanz des Ooliths ist sekundär für sich einheitlich krystallisiert, da die Querbrüche durch die Körner, schon mit der Lupe erkennbar, durchgehende, späthige Spaltflächen zeigen; eine Störung der inneren Struktur durch diese sekundäre Wirkung hat nicht stattgefunden.

#### D. Hangendes der Salzregion.\*)

0,05 m gefaltete und zertrümmerte Dolomitschichten, nachträglich durch ein dolomitisches Bindemittel in eine einheitliche Masse zusammengebacken (Taf. I Fig. 1).

Die noch in den Bruchresten deutliche Fältelung, in welcher auch die Spuren einer inneren, ganz schmalen Oolithlage zu erkennen sind, ist scharf an der oberen Grenze abgeschnitten; es legt sich die Oolithschicht in normal horizontaler Lagerung darüber an, an einer Stelle stehen die Dolomitbänder sogar senkrecht und der Oolith liegt ungestört horizontal darauf; dies lässt mit grösster Sicherheit darauf schliessen, dass die Fältelung etc. vor Ablagerung des oberen Ooliths mit seinen abgerollten Bruchstücken eingetreten und auch abgenagt worden ist. Darauf lassen sich eben die Geschiebe im Oolith zurückführen, wenn auch gerade die in dem Kern vorliegenden Geschiebe wesentlich anderer Art sind, als die darunter liegende gestörte Masse. — Das Ganze erinnert in hohem Grade an das Conglomerat im Hangenden des Hauptanhydrits, unter welchem auch eine Zone verbogenen Bänder- und Plattendolomits gelegen ist; dies liegt zwar an der betreffenden Bohrkernstelle nicht auf einer solchen Trümmerschicht; jener vorhergehende Faltungsprocess übte aber doch dort seine Nachwirkungen und hat jedenfalls an anderer Stelle die Gesteins-Oberfläche ganz zerbröckelt (S. 29). Beide Vorkommen liegen auch in der Profilentwicklung des mittleren Muschelkalkes an ganz entsprechenden Stellen. — Hinzuzufügen ist, dass kleinere Vertikalbrüche mit Gypsauffüllung den Oolith in die Unterlage herein werfen, dass diese aber nicht im Geringsten in

\*) Bezüglich dieser und der nächstfolgenden Ueberschrift S. 92—100.

Zusammenhang stehen mit der unregelmässigen Erosionsfläche des gefälten und zerbrochenen Plattendolomits.

0,05—0,45 = 0,40 m mürbe, zum Theil mit salzigen Ausblühungen bedeckte Dolomite, mit einer mittleren, schwachen, körnigen Gypshorizontalspalte und einer daran anschliessenden, fast capillaren vertikalen Zerspaltung, welche nach oben und unten auskeilt. Die untersten 9—15 cm sind wieder mit sehr verschiedenen gelagerten eckigen lamellosen Einschlüssen erfüllt, deren ursprüngliche Substanz, wie oben, ausgelaut und durch Gyps ersetzt ist.

0,45—0,95 = 0,50 m dunkler und heller Anhydrit in dünn-schichtiger ebenflächiger Wechsellagerung und einzelnen sehr dünnen thonigen Zwischenschichtchen; hie und da feine Gypsplättchen in horizontalen Spältchen und Rissen.

0,95—1,4 = 0,45 m überwiegend thonige Schichten, oben und unten anhydritisch mit sekundären Gypseinschlüssen; in der Mitte unter einem dichteren Anhydritband, das von schwarzem und grauem Schieferthon überlagert ist, eine etwa 4 cm dicke, etwas gestörte Zone grünlicher Thonschichtchen mit einzelnen sekundären Gypskristallen; der feinschieferige Thon ist übrigens nicht sehr verändert.

1,47—1,76 = 0,72 m ziemlich massive, anhydritisch-thonige Region mit einzelnen festeren Bändern und linsenartigen Schmitzen reineren Anhydrits; in der Mitte auch vereinzelte dolomitische Schmitzen, sowie etwas stärkere Thon-anreicherung; die Lagerung ist nicht ganz horizontal; durch horizontale Rutschungen und anschliessende Vertikalzerklüftung erscheint der Anhydrit etwas zer-rissen; stark thoniger Abschluss gegen:

1,76—1,86 = 0,10 m mit horizontaler grosskörniger Gypsspalte durchsetzten festen Anhydrit, der nach unten etwas unregelmässig gelagert und schwach verändert ist.

1,86—1,98 = 0,12 m Zone mit hauptsächlich grosskörnigem Gyps.

Zuoberst noch ein durch die Schichtmetamorphose etwas angegriffenes Bändchen von Thon und thonigem Dolomit; zwischen den Gypskörnern Partien von noch nicht verändertem Anhydrit und thonige Bröckchen; nach unten auch Theile der unterlagernden Sandschmitzen; diese metamorphosirte Zone liegt also an einer wichtigen Faciesgrenze, an welcher aber auch hier die zu Rutschungen und darauffolgender Zertrümmerung Anlass gebenden thonigen Gesteine natürlich nicht fehlen.

1,98—2,06 = 0,08 m Zone von wechselnden Anhydritlinsen und Sandschmitzen mit feinen thonigen Zwischenlagen, in welchen grössere Gypskristalle entstanden sind; der Sand ist weisslich und feinkörnig.

2,06—2,125 = 0,065 m Anhydrit mit einem mittleren Thonbändchen.

2,125—2,375 = 0,25 m Anhydrit, in einzelnen Bändern noch völlig unberührt; zur Hälfte jedoch, anschliessend an Rutschungen auf einigen rein thonigen Zwischenschichten in gross krystallinen Gyps verwandelt; von hier aus ist auch der nicht metamorphosirte Anhydrit von einzelnen kurzen, blind endigenden Vertikalspalten durchsetzt.

2,375—2,745 = 0,37 m vorwiegend grosskrystalliner Gyps mit ziemlich zahlreichen, nicht gerade schwachen, noch in ihrer natürlichen Lage befindlichen Resten von thonigem Dolomit und grau-grünlichen Thonzwischenlagen, welche, wie deutlich zu sehen, an der Horizontalzertrümmerung schuld sind, weil sie in den Gesteinen der Anhydritgruppe die einzigen vorgebildeten Horizontalklüfte und Gesteinsablösungen bilden; ihr ursprünglicher Anhydrit lieferte den Gyps; alle Lagen sind schwach geneigt; an einzelnen Stellen der Anhydrit röthlich gefärbt.

2,745—2,905 = 0,13—16 m schwach geneigte, in ihrer Lagerung durch die oben erwähnten Prozesse etwas gestörte Schmitzchen von feinkörnigem, fleischfarbenem Sand mit einer mittleren Thonlage.

2,905—3,025 = 0,12 m schmale Schichtchen von Anhydrit, anhydritischem Thon und thonigem Dolomit, deren Lagerung nach unten sich allmählich in die Horizontale einrichtet; vereinzelt Vergypfung.

3,025—3,385 = 0,36 m Anhydrit, der durch mehrere grosskörnige Gypsgänge in der Horizontalen zerrissen ist; von einem 2—2,5 cm starken Gypslagergang abgeschlossen.

3,385—3,885 = 0,50 m thoniger Anhydrit mit schwachen, horizontalen Fasergypsaufzissen; zwischen 30 und 33 cm, 38 und 42 cm Zonen mit grosskörniger Gypsausscheidung und auch Fasergypsgängchen; die untere dieser beiden Zonen schliesst an eine stärkere Thonzwischenlage an und auf sie folgt ebenfalls eine

3,885—3,905 = 0,02 m starke Thonlage.

3,905—4,085 = 0,18 m theilweise grosskörnig vergypster, thoniger Anhydrit, der nach unten etwas weniger umgewandelt ist.

4,085—4,675 = 0,59 m von einer Anzahl von Fasergypsspältchen und grosskörnigen Gypslagergängen mit an diesen anschliessenden kleinen, auskeilenden und horizontal abstossenden vertikalen Gypsspältchen durchsetzter, aber immerhin massiver und im Innern sonst nicht metamorphosirter Anhydrit.

4,675—5,075 = 0,40 m thonige Zone, in den unteren 10 cm gebändertes dolomitisch-thoniges Gestein.

Während die untere und obere Grenze, welche mit dem hangenden und liegenden Gestein eng verwachsen sind, völlig ungestört horizontal sind, zeigen sich innerhalb der Schicht selbst bemerkenswerthe Lagerungsveränderungen. In der oberen thonig-anhydritischen, etwas härteren Region hat sich eine Z-förmige Falte von im Ganzen 15 cm Höhe gebildet; darauf folgt eine Region von reiner thonigen, nur theilweise etwas fester gebundenen, schwarzen Thonschichten in ungefähr 10 cm Höhe, welche stark brecciös zerdrückt ist; darauf folgt die untere thonig-dolomitische Zone mit einer zweiten Treppenfalte von 5 cm Höhe, desgleichen starker Zerspaltung der Schicht. Ueberall natürlich beträchtliche Ausscheidungen von grosskörnigem Gyps. Die stärkste Zerstörung ist auch hier in den weichen Thonen bemerkbar, und die erwähnten Falten im Hangenden und Liegenden davon zeigen durchaus verschiedenes Verhalten; es ist dies offenbar ein durch nachträgliche Rutschungen an der thonigen Zone verstärkter, ursprünglicher Zusammenschub bald nach der Ablagerung (vgl. Profil von Kleinlangheim und Cap. 1 im allgemeinen Theil).

5,075—5,295 = 0,22 m Anhydrit, besonders im oberen Drittel von vielen schief mit einander communicirenden Horizontalspältchen von Gyps durchsetzt.

5,295—5,345 = 0,05 m horizontales grosskörniges Gypslager.

5,345—6,645 = 1,30 m ziemlich gleichmässiger, stellenweise massiver Anhydrit, mit 15 ziemlich dicken (meist etwas über 1 cm) liegenden Spalten mit grosskörnigem Gyps; daneben von diesen ausgehende, bzw. an ihnen auch abstossende oder auch blind endigende vertikale Verbindungsspalten; in einer unteren Region von ca. 8 cm stark thoniger Anhydrit.

6,645—7,345 = 0,7 m sandiger, zum Theil reiner, grauer Thon mit grösseren und kleineren Schmitzen von schwach fleischfarbenem bis weissem Sand; durch Bewegungen auf den Thonzwischenschichtchen und das vereinzelt Auskrystallisiren von grosskörnigem Gyps etwas wirr gelagert; jedenfalls ist es nicht nöthig, grössere Veränderungen als die angeführten anzunehmen, um aus einem reichen Wechsel von thonigen Absätzen mit Anhydrit und Sandschmitzen das vorliegende Bild zu erklären.

## E. Schichten der Vertretung des Salzlagers. \*)

a) Oberer Complex. 1,20 m Anhydrit und Gyps mit untergeordnetem Dolomit.

Der Anhydrit zeigt sich in der unteren Region noch am meisten unberührt; er bildet ein deutlich krystallines, sehr fein horizontalfaseriges Gestein, dessen Struktur durch feine thonige Dolomiteinschaltungen geschaffen ist; im grossen Maassstab ist indessen dieser Anhydrit in einen grosskörnigen Gyps verwandelt; die stellenweise sehr thonigen Anhydritsporaden sind durch diese Vergypsung auseinander gerissen, so dass das Ganze einen entschieden brecciösen Charakter erhält.

1,20—1,72 = 0,52 m hauptsächlich dunkel graugrüner und schwarzer, reiner, zum Theil anhydritischer, zum Theil dolomitischer Thon in mehr festem, als mürbem Zusammenhalt.

Diese Zone ist hochgradig verändert; eine obere Zone von ca. 22 cm ist fast völlig in eine Breccie der angeführten Gesteinsarten verwandelt, in welcher ausserdem noch grosse Gypskristalle ausgeschieden sind. Darauf folgt ein schmales Band dieser Gesteine, welches seine ursprüngliche Lagerung fast unberührt beibehalten hat, dann wiederum nach unten eine etwa 27 cm hohe Region, halb und halb vom Aussehen der oberen brecciösen Zone dieses Complexes, jedoch ohne Gypskristalle, aber mit einzelnen, randlich nur schwach angegriffenen knolligen Resten von Anhydritlinsen, worauf sich wieder regelmässige Lagerung einstellt.

1,72—1,84 = 0,12 m Wechsel von Anhydrit, anhydritischem Thon und reinem schwarzen Thon mit einzelnen horizontalen Fasergypsschnüren.

1,84—2,29 = 0,45 m Anhydrit mit einzelnen Bändern von thonigem Anhydrit und vier horizontalen Spalten körnigen Gypses.

2,29—2,56 = 0,27 m massiver, z. Th. dolomitischer, feinsandiger Thon mit zahlreichen, gleichmässig vertheilten feinkörnigen Ausscheidungen von Gyps, welche auf einen ursprünglichen Anhydritgehalt dieses Thones hinweisen. Die liegende Anhydritfläche erscheint angenagt; dieser Thon ist in hohem Grade eigenartig und sieht wie ein Auflösungsrückstand aus, wobei ich aber wegen der auffälligen Ungestörtheit der horizontalen Ueberlagerung an ein primäres Absatzgebilde von Auflösungsprodukten der liegenden Anhydritschichten denken möchte.

b) Mittlerer Complex. 2,60 m dichter gebänderter Anhydrit vom gewöhnlichen dichten Gefüge, mit 13 ca. 1 cm dicken, horizontalen Gängchen körnigen Gypses und Fasergypsschnüren.

Zwischen ersteren zeigt sich an einer Stelle eine schief-vertikal gerichtete Verbindungsspalte; in einer etwa 20 cm hohen Zone ganz dichten, durchaus sonst ungestörten bzw. unumgewandelten Anhydrits ist eine starke Faltung und Windung der Gesteinsbänderung, welche zweifellos auf eine Rutschung in noch nicht ganz gehärtetem Materiale hinweist, zu bemerken (vgl. das Profil von Kleinlangheim S. 54).

c) Unterer Complex. 0,20 m thonige Zwischenmasse mit einzelnen schwach angegriffenen Anhydritlinsen.

0,20—0,35 = 0,15 m fester, horizontal gebänderter Anhydrit.

0,35—0,50 = 0,15 m thoniger Anhydrit, dann schwarzer, fast schieferiger Thon, grauer, glimmerführender, sandiger Dolomit und anhydritischer Thon in Bändern.

Letztere Schichten sind in einer etwa 6 cm hohen Treppenabiegung gefaltet und an den Abbiegungsstellen geborsten; da keine Gypsausscheidung erfolgte, hat es den Anschein, als ob hier keine sekundäre Störungserscheinung vorliegt, sondern die Rutschungsvorgänge primäre waren.

0,50—0,75 = 0,20 m völlig normal gelagerter Anhydrit mit einzelnen horizontalen Gypsgängen.

0,75—0,95 = 0,20 m Anhydrit, thoniger Anhydrit und Thonschlieren; nach unten von einzelnen horizontalen und schief horizontalen Gypsschnüren durchzogen.

\*) Vgl. Allg. Th. S. 92—100, Tabelle S. 96.

0,95—1,15 = 0,20 m anhydritische Thonschicht mit einzelnen Anhydritlinsen und Dolomitknollen, etwas verändert, so dass ein brecciös knolliger Charakter hervorsteht; zu unterst bildete sich gegen die liegende harte Schicht thatsächlich eine Rutsch- und Druckbreccie aus schwarzen Schieferthonstückchen aus, welche für sich allerdings sehr wenig verändert scheinen.

1,15—1,51 = 3,36 m einheitlich massiger, dunkler, durch feinste thonige Zwischenbildungen feinflaserig struierter Anhydrit von makroskopisch deutlichem Krystallkorn; zuoberst noch Linsen von hellerem, dichterem Anhydrit.

Die feine Flaserung ist durch feinste Zwischenlagen von thonigem Anhydrit und dolomitischem Thon verursacht; nach diesen Einlagerungen ist das Gestein öfters geborsten und die Spalten mit Faser gypsum erfüllt, so dass der Kern ein fein marmorirtes Aussehen erhält; es ziehen auch vereinzelt grobkörnige Gyps-Horizontalgänge hindurch. An einzelnen Stellen häufen sich die dunkelschwarzgrauen, thonigen Flasern, welche auch hellbraune dolomitische Knöllchen führen. Die thonigen Flasern und Schlieren schliessen sich in 1 m Höhe gerade unter der Hälfte der ganzen Gruppe einheitlich zusammen. Nach unten überwiegt wieder der reinere Anhydrit; hier zwei 1 cm dicke körnige Gypslagergängen. Das Ganze ist mit einem durch dolomitisch thonige Flasern sehr feingezeichneten Anhydrit abgeschlossen.

4,51—4,59 = 0,08 m durch die Bildung eines starken Horizontalgangs körnigen Gypses wirrgelagerte und auseinander gerissene Zone schwarzen Thones mit eingeschlossenen Dolomitbröckchen.

4,59—5,29 = 0,70 m wechselnd überwiegender dunkler Anhydrit und bräunlichgrauer Dolomit.

Letzterer geht zum Theil horizontal in breitem Bande durch das Gestein, zum Theil auch als horizontal geschichtetes, wandartiges Zwischenmittel zwischen hoch-oval linsenförmig ausgebildeten Gyps-Anhydritklötzen, um deren Rundung er sich auch von oben und unten herein umbiegt.

5,29—6,32 = 1,03 m braungrauer, anhydritischer Dolomit; zuerst noch mit linsenartigen Einschlüssen von Anhydrit; dann dichter, zum Theil etwas thoniger Dolomit, der sekundär sehr stark von kleinen, unregelmässig gegen die primäre Lagerung sich verhaltenden, vielfach sich mit einander verbindenden Horizontalspältchen von Faser gypsum durchsetzt ist.

6,32—6,70 = 0,38 m dunkler Anhydrit, etwas stärker körnig als die gewöhnliche dichte Varietät; mit einzelnen unregelmässigen Dolomitbändern und feinsten Flasern dieser Substanz, sowie mit vielen feinen Faser gypsumärdern marmorirt.

## F. Liegender Anhydrit und Dolomit.

2,32 m massiver und dichter, mit schwach dolomitischen Streifen gebänderter Anhydrit; in den unteren 40 cm zeigt sich ein grosslinsenartiger Aufbau; dieser Complex steht in ausgeprägtem Gegensatz zu den Hangendschichten.

Die Linsen bestehen aus hellem Anhydrit und zeigen deutlich klein-kristalline Struktur; die dazwischen liegenden dunklen Partien bestehen aus sehr dichtem, dunklen Anhydrit; dies ist die bituminöse Zwischenfüllmasse der am Boden liegenden und daselbst wachsenden Linsen. Durch die ganze Masse, welche völlig unberührt ist, sind auch kleine rosettenartige Concretionen kristallinen Anhydrits verbreitet. — Ungefähr 30 cm und 14 cm von unten liegen zwei scharf durch das Gestein durchsetzende Gypsspältchen; ebenso sind die obersten 30 cm mit zahlreichen Faser gypsumspältchen geädert.

2,32—2,35 = 0,03 m dolomitische Zwischenlage mit mehreren horizontalen Faser gypsumgängen, zu denen eine Parallelspalte im liegenden Anhydrit verläuft.

2,35—2,47 = 0,12 m Anhydrit.

2,47—9,17 = 6,70 m ganz oben noch stark anhydritischer Dolomit, bald aber harter, dunkelgrauer bis schwarzbrauner, bituminöser, fast völlig einheit-

licher, von keinen natürlichen Schichtwechselfugen unterbrochener Dolomit mit nach unten abnehmendem Anhydritgehalt.

In den oberen 2 m zähle ich ca. 40, besonders oben in zwei bestimmten Zonen angehäufte Fasergypsgängchen, wie überall in horizontalen Gesteinsaufrissen befindlich. Die Spaltenrandregion, welche möglicher Weise auch flächenhaft angefressen und zurückgesetzt ist, erscheint öfters ziemlich weithin durch Fortführung der feinkörnigen anhydritischen Beimengungen porös ausgelaut; bei 4,35 m zeigt sich eine etwa 4 cm starke Horizontalansammlung kleiner Anhydritlinsen. Von 2—6 m nur zehn nach unten abnehmende, fast capillare Fasergypsspalten; darunter ist eine, welche sich engstens an ein primär eingelagertes Anhydritlinsenband anschliesst. In der tieferen Region anhydritärmerer Dolomite zeigen sich eine Anzahl paralleler Vertikalzerreissungen, welche oben und unten auskeilen oder an Horizontalspalten abbrechen; dies sind locale Druckspalten.

## 2. Der untere Muschelkalk und das Röth von Bergrheinfeld.

### A. Myophorienschichten.

1,0 m massige, zum Theil ebenflächig horizontal gebänderte, bituminöse, harte Kalkmergel, in der unteren Region (ca. 10 cm) durch Thonzwischenlagen in den Typus der Wellenmergel übergehend.

An zwei Stellen zeigen sich schwache Aufreissungsspalten mit Gypsausfüllung, desgleichen an einer Stelle fast capillare Vertikalspältchen, ebenso mit Gypselag versehen. Der Kalk ist ausserdem durchzogen von mehreren zum Theil einfachen Spitzensuturspalten, zum Theil typischen sich kreuzenden Styolithensuturen mit grossen Vertikalzähnen und rein thonigen Kappen. Ebenfalls zeigen sich einige Vertikalspalten, deren etwas unregelmässige Ineinanderfügung die Mitte hält zwischen Spitzensuturen und Styolithensuturen; thonige Kappen fehlen den vertikalen Styolithenbändern (vgl. Taf. VI Fig. 6) nicht; ich halte diese Mergel, obwohl Versteinerungen fehlen, für Aequivalente der Schichten mit *Myophoria orbicularis*.

1,0—2,75 = 1,75 m wenig bituminöse, thonreiche Dolomite von schwachem Anhydritgehalt, der sich besonders in der Gypsausfüllung einzelner, fast capillarer Vertikalspältchen äussert; das Gestein ist von dichtem gleichmässigem Gefüge, blaugrauer Farbe, muschelig schieferigem Bruch und zeigt auch ähnlichen Zerfall an der Luft; diese Dolomite sind wohl noch zu dem Complex der Myophorienschichten gehörig; die letzten 10 cm sind eng mit dem nachfolgenden Gestein verwachsen.

### B. Die Region der Schaumkalkbänke.

0,03 m heller, unregelmässig tief dunkel gestreifter Kalk von festem, aber locker aussehendem, feinkrystallinem Gefüge.

0,03—0,10 = 0,07 m dolom. Mergel von dem Charakter wie unmittelbar vor 0,03.

0,10—0,35 = 0,25 m Kalk, wie bei 0,03; bei 3 cm beginnen die Einlagerungen von Oolithkörnern und kleinen, fladenartigen, flachen Geschieben eines dunkler grauen, sowohl minder, wie mehr kalkhaltigen Gesteins (vgl. untere Schaumkalkbank); in einer mittleren Region eine schwache Zone mit scharfbegrenzten, meist ausgelauten Einschlüssen von kleinen Schalenfragmenten; an zwei Stellen des Kernes zwei schief horizontale, mit Gyps ausgefüllte, dünne Aufrisspalten.

0,35—0,41 = 0,06 m dunkler bituminöser Kalk mit hellen Kalkeinschlüssen, welche wie Geschiebe aussehen.

0,41—0,71 = 0,30 m gelblich grauer Kalk mit einzelnen Zwischenlagen von dunklen, oolithischen Bändern.

In der Mitte zeigt sich ein besonderes helles scharfabgegrenztes Band; man erkennt jedoch unter der Lupe weder besondere Einschlüsse, noch verhält es sich bezüglich der CO<sub>2</sub>-Entwicklung von der Umgebung bemerkbar verschieden. Zwei beiderseits im Kerne verlaufende parallele Vertikalspältchen, welche diese Region durchkreuzen, zeigen bezüglich des krystallinen Belags sehr eigenthümliche Verhältnisse. Der oben erwähnte helle, offenbar nur weniger bituminöse Gesteins-

streifen zeigt einen Belag von feinkristallinem, kohlen saurem Kalk; die unmittelbar und ohne jede Horizontalfuge oben und unten anliegenden Gesteinspartien dagegen einen Belag von viel grösser auskristallisiertem Gyps, der haarscharf an der Grenze gegen das mittlere Band anhebt. Nun ist der Gyps in der mittleren Region und der Kalk in den oberen und unteren Partien natürlich nicht ausgeschlossen, doch ist trotzdem der Unterschied so höchst auffällig, dass man nach besonderen Ursachen zu forschen hat. Ein Wassercursiren in der Spalte mit Gyps und Kalk in Lösung kann in einem Gestein, das im Wesentlichen aus gleichmässigem Kalk besteht, nicht derartige Unterschiede erzeugen. Die Beimengung der bituminösen Substanz in den dunkleren Partien kann nicht oberflächlich Kalkspathkrystallisation verhindern und solche von Gyps befördern. Eine Einwirkung von der Spalte aus auf die besonderen Gesteinsbeimengungen wäre schon eher denkbar, doch zeigt sich erstens kein randliches Einwirkungsband längs der Spalten, zweitens geht eine solche Wirkung nicht sehr tief und könnte daher die grosse Menge der Auskristallisation nicht erklären, drittens ist hiernach kaum denkbar, dass die erwähnten Färbungsgrenzen auch so scharf die der Auskristallisation bilden würden, da die Austrittsprodukte auch wieder in das Spaltenwasser zurückkehren würden. Mir scheint es daher, worauf ich schon an anderer Stelle auf Grund zerstreuter Beobachtungen zurückgekommen bin (vgl. Zeitsch. f. prakt. Geol. 1899, S. 164) und wofür ich aus dem Profil von Kleinlangheim noch einen weiteren Beleg bringen werde, die im Gestein nach dem Horizontalaufbau cursirende, von fern durchziehenden grossen Vertikal- und Horizontalspalten stammende Feuchtigkeit zu sein, welche, sehr abhängig von der Durchtränkbarkeit der kleinen horizontalen Gesteinsabänderungen, sich mit deren eigenartigem löslichen Gehalt sättigt und an der Verdunstungs Oberfläche der kleinen Spalten den Krystallbelag bildet. Hierbei ist zu bedenken, dass wahrscheinlich die Wasser geringen  $\text{CO}_2$ - und gewissen NaCl-Gehalt hatten, so dass rascher und mehr Gyps gelöst wurde als Kalk, jener daher an den betreffenden Stellen der Spaltoberflächen eher zum Auskristallisiren kam.

Ausserdem scheint mir das Vorkommen im Einschluss mit unserer Erklärung zu beweisen, dass der Gypsgehalt den Schichten hier ursprünglich zukommt und nicht etwa sekundär zugeleitet wurde; es wäre ja die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass lokale Zerklüftungen vom tiefsten Anhydrit sich in dieser Region niedersetzen konnten und die Feuchtigkeit sich von da in die Horizontale ausgebreitet hätte. Dies würde aber ein allgemein stärkeres und gleichmässigeres Verhalten des Gypsbelages voraussetzen und nicht erklären, warum an dem besprochenen mittleren Kalkband der Gyps fast ganz fehlt.

Zu bemerken ist übrigens noch, dass, übereinstimmend mit unserer Auffassung, das Gestein auch in weiterer Entfernung von den Spalten in sehr fein porös-zelligem Gefüge gleichmässig den Charakter der Auslaugung kleinster Bestandtheile an sich trägt und weiterhin einzelne grössere, mit wesentlich krystallisch grosskörnigem Gyps ausgefüllte, linsenartige Räume den Eindruck umgewandelter Anhydriteinschlüsse machen, deren Hydratüberschuss über das Volumen des Anhydrits natürlich abgegeben werden musste.

0,71—1,06 = 0,35 m etwas stärker körniger, oolithischer Kalk vom Schaumkalktypus, mit einzelnen linsenartigen Gypseinschlüssen und schief horizontalen Rutschspalten mit fast vorherrschendem Gypsbelag; was diesen Gypsbelag betrifft, so gilt hiefür die eben dargestellte Wahrscheinlichkeit, dass der Gyps eher und massenhafter auskristallisiren konnte als der Kalk und daher rasch die Spalten ausfüllte.

1,06—1,15 = 0,1 m hie und da dunkel gestreifter, klein-oolithischer Kalk, eng verwachsen mit dem vorhergehenden Gestein.

1,15—1,19 = 0,04 m dünnlagerter, dunkelgrauer Kalk, mit schwachem Beginn der für den Wellenkalk charakteristischen Wülsten.

1,19—1,255 = 0,025—0,065 m zweiseitig ungleich dicke Lage klein-oolithischen Kalks mit einzelnen Schalenfragmenten und einem auskeilenden Band oolithfreien Kalkes; obere Grenze ebenflächig, die untere Grenze uneben, die Ausgleichung zur Horizontale findet allmählich nach oben zu statt.

1,255—1,29 = 0,055—0,035 m ungleich starke Schichtchen wechselnd oolithischen und oolithfreien, dichten, grauen Kalkes mit starken thonigen Zwischenschlieren und Wülsten wie im Wellenkalk; die Unebenheit nach der vorhergehenden Schicht ist durch eine solche einseitige Anhäufung von wulstigen Knoten ver-

ursacht; in dem darüberfolgenden Thonband eine starke Rutschfläche mit reinem Kalkspathbelag.

$1,29 - 5,89 = 4,6$  m typischer, unten mehr dünnwulstiger Wellenkalk ohne Einschlüsse; die thonigen Zwischenbänder im Allgemeinen schwach.

Hier zeigt sich ein starkes vertikales Gangsystem, welches einer genaueren Beschreibung bedarf; es ist völlig mit grossspätigem Calcit (untergeordnet Fluorit) erfüllt und ganz und gar ausgeheilt; das zweiseitige Gangwachsthum ist an einzelnen Stellen noch deutlich.

Der Calcitgang beginnt an seinem unteren Ende ohne Anzeichen eines schiefer seitlichen Hereintretens, dennoch an der Seite des Bohrkernes ganz unvermittelt in 3 cm Flächenausdehnung mit einer kleinen Druse; ein schwächerer Seitengang biegt sich nach ihm ein, erreicht ihn indessen nicht; dieses unvermittelte Erscheinen kann, wofür wenigstens die Druse spricht, ebenso der wirkliche Beginn eines Ganges an einer Flächen-Infiltrationsspalte, welche für sich keine Kalkausscheidungen zu besitzen braucht, als nur ein scheinbarer Spaltenanfang sein, so dass durch eine Horizontalverschiebung, wie solche vielfach im weiteren Verlauf des Ganges zu beobachten sind, der Gang in die Vertikalsäule der Bohrkern hineingeworfen wäre; dafür scheint zu sprechen, dass der Gang nach oben, obwohl er sich im Grossen und Ganzen an der Seite des Kernes hält, noch durch einzelne schwache Horizontalverschiebungen nach den Flächen der thonigen Zwischenlagen etwas mehr ins Innere rückt; an der betreffenden Stelle sind zwar keine Schubflächen zu bemerken, vielmehr ist die Oberfläche mit scharfen schmalen Wülsten versehen, welche eng in einander greifend jedenfalls eine starke seitliche Bewegung gehindert hätten. Die grössere Wahrscheinlichkeit spricht also für die Deutung der Stelle als der des eigentlichen unteren Anfangs des Spaltensystems.

Der Gang zerschleisst sich beim Verlauf nach oben in eine grössere Anzahl von Aesten und Aestchen, die schwach ausweichend etwas von einander divergiren, sich aber auch einander wieder nähern; an breiter Stelle 1,5 cm dick, wird er durch sehr zahlreiche, offenbar nur kleinere Schichtflächenrutschungen (nach den zahlreichen Thonzwischenbändern) zerstückelt, verschwächt sich weiter nach unten und verschwindet von der Oberfläche des Kernes in dessen Inneres. Dieses Verschwinden ist auf einer Seite als ein natürliches Auskeilen mit einem seitlichen Zurückweichen zu erkennen; nach der anderen Seite lässt sich zwar auch eine gewisse Verschwächung und ein wie normal aussehendes Verästeln und Verschwinden der Gangbreite bemerken; da aber der Gang an gleicher Stelle ein wenig weiter oben wieder an der Kernoberfläche erscheint, so wurde durch Querbrüche festgestellt, dass an dem völligen äusseren Verschwinden hier der Vorschub einer zuerst noch gangführenden und dann gangfreien Nachbarpartie der Schicht längs einer mit starken Stylolithensuturen versehenen Vertikalspalte schuld ist, vgl. Taf. V Fig. 1 (a—d). Die Spaltfläche verläuft etwas ausgebaucht bis nahezu senkrecht, und die glatten Rutschstreifen an den Stylolithenzähnen sind fast horizontal und parallel mit den Gangspalten, auf welche sie zulaufen; es ist also auch ein Seitenschub, der die seitlich auskeilenden Partien des Ganges und endlich bei deren Auskeilen nach unten auch die vertikal auskeilenden an diesen heranschiebt, so dass dieser äusserlich normal zu zerspleissen scheint. Wie bei Stylolithensuturen schon oben beobachtet, fand auch hier eine bedeutende Auflösung des dazwischenliegenden Gesteins statt, und es ist besonders zu erwähnen, dass starke Thonkappen auf den Stylolithenköpfen sitzen, welche sogar eine deutliche Schichtung besitzen, die natürlich mit der Horizontalschichtung des Gesteins einen rechten Winkel bildet und diese auf bedeutende Strecken hin wandartig durchkreuzt! Nach 8 cm Zwischenraum tritt nach dem ersten Verschwinden des Ganges die Suture von der Kernoberfläche zurück und kommt so der Gang, wie erwähnt, wieder zum Vorschein, zertheilt sich in drei Spältchen, die für sich auskeilen und endet in 2,68 m von dem oberen Ganganfang verschmälert an einer Thonzwischenlage, in welcher sich in schwacher Horizontalausdehnung die Calcitader horizontal ausbreitet; zu gleicher Zeit erscheinen auf der Schichtfläche eine Anzahl fast capillarer Parallelsplättchen, welche das Ausgehen der Spalte begleiten. — Diese zweifellos natürliche obere Endigung hat eine grosse Aehnlichkeit mit dem unteren Gangbeginn.

Nach einem Zwischenraum von 20 cm — in einer Höhe von 2,89 m über dem unteren Spaltenbeginn — erscheinen zwei neue Parallelgänge von etwas unter und etwas über 1 cm mittlerer Breite; der eine tritt schwach schiefer in den Kern herein, der andere beginnt an nahezu gleicher Stelle im Innern des Kernes mit einer besenartigen Anfangszerpleissung; während dieser in 20 cm Entfernung aus dem Kerne nach oben austritt, bleibt jener in dem Kerne, zersplittert sich aber sehr bald in seinem Innern und verschwindet so nach etwa 40 cm. Da diese Spalte an ihrem unteren Beginn ziemlich schwach ist und mit ihr ebenso besenartig beginnende Anfangsspalten einsetzen, so liegt die Wahrscheinlichkeit sehr nahe, dass auch diese Spalte, gleich der mit ihr erwähnten, nicht

von ihrem Eintreten in den Kern, wenigstens was den Vertikalverlauf betrifft, neu entspringt. Beide zeigen auch eine seitliche Verdünnung bezw. ein Auskeilen nach einer Kernseite sowohl in der oberen wie unteren Region, und zwar nach der Seite, wohin auch bei 2,68 das erste Spaltensystem im Kerne selbst auskeilt; es liess sich dies durch unzweideutigen Anschluss der einzelnen Kerntheile deutlich nachweisen.

Unmittelbar neben der Stelle, wo diese Spalte sich auskeilt, setzt etwas seitlich davon eine neue ein, welche ebenfalls mit einer besenartigen Zerspleissung beginnt und rasch 16 mm breit wird; sie keilt sich oben auch seitlich aus und zwar nach derselben Seite der Kernsäule, an welcher die vorerwähnten Spalten seitlich verschwinden; sie spitzt sich nach oben auch unter der Begleitung einer Masse kleinerer, zum Theil fast capillarer Spalten völlig zu und verliert sich ganz. Das untere Auslaufen auf der einen Seite des Kerns erstreckt sich weniger hoch und weniger tief als auf der anderen; hier ist auch die Spalte weniger breit. Man erkennt also neben einem wirklichen oberen und unteren Ende auch eine Zuschärfung nach einer Seite; man hat es also mit einem mehr in der Horizontalen verlaufenden und auch so auskeilenden Spaltensystem zu thun, welches Resultat auch das ähnlich eigenartige, wenn auch nicht so ausgeprägte Verhalten der anderen von einander abgesetzten Gangpartien verständlicher macht. Im Ganzen ist die letzte Partie 68 cm lang. — In dem nächstfolgenden 58 cm langen Kerne setzt 3 cm von dem vorigen Gange noch ein neuer Calcitpalt von 50 cm Länge ein; an seiner dicksten Stelle ist er 2 cm breit; er zerschleisst sich oben und unten in einer Anzahl schmaler, auskeilender Spältchen und zwar ist auch hier an der Kernoberfläche einseitig eine von oben und unten nach der Mitte zurückweichende geringere Höhe des schmäleren Spaltlängsschnitts zu bemerken; ob diese Seite mit der ersterwähnten Seite der höher gelegenen seitlichen Spaltendigungen übereinstimmt, liess sich nicht feststellen, ist aber wahrscheinlich.

Neben der völligen Ausheilung des ganzen Spaltensystems durch Kalkspath ist das interessante Vorkommen von violettblauen Flussspathkrystallen zu erwähnen; es sind unvollkommene Krystalle in gehemmter Würfelbildung; eine Fläche hat, wie es scheint, das Anzeichen zweier sich durchdringender Würfel, wobei an einer Seite eine Streifung zu erkennen ist, welche an die Streifung eines ganz flachen Tetrakishexaeders nach der Würfelkante (vgl. QUENSTEDT, Mineralogie S. 554) erinnert; indessen ist die Sache unklar. College A. SCHWAGER bestimmte das spezifische Gewicht als das des Flussspaths. Es scheint kein Zufall zu sein, dass die Krystalle an den Grenzen zwischen Kalkspath und dem Sedimentgestein auftreten, und hauptsächlich an dem oberen Ende des obersten Ganges (auf 1 m Länge ca. 14 Vorkommen) und am oberen Ende des untersten Ganges (zwei grössere Krystalle in einer Entfernung von 0,5 m) zu beobachten sind.)\*

5,89—6,29—0,40 m dichter rein oolithischer Kalk, mit ziemlich zahlreichen, jedoch nicht gehäuften, dickschaligen, calcinirten Petrefakten, hauptsächlich Bivalven.

Hier vier weit auseinanderstehende Sprünge mit Spitzensuturen und Stylolithensuturen, von welchen einer thatsächlich beides zugleich ist; die thonigen Interpositionen an diesen Stylolithenspalten machen einen wesentlich anderen Eindruck als die einfachen Wellenkalkthonzwischenlagen, sie sind kalkig-körnig und bituminös; an einer Stelle schwache, beiderseits auskeilende vertikale Capillarspältchen.

6,29—6,39 = 0,10 dichter Kalk mit mehr zurücktretenden Oolithbeimengungen und vereinzelt Encrinitenstielgliedern; nicht streng vom Hangenden und Liegenden getrennt.

Er ist durchzogen von einzelnen unregelmässigen Horizontalbändern eines eigenartigen schwarzen Thones, den ich nicht für die natürlichen Thonzwischenlagen des Wellenkalks halte, sondern für Auslaugungsrückstände von Horizontalaufzissen, wie wir sie ähnlich, aber weniger stark in den Mergeln der *Myoph. orb.* gesehen und aus den Mergeln im Hangenden des Salzes von Kleinlangheim noch ausführlich beschreiben werden. Mit diesen Thonzügen sind auch einzelne Stylolithenzähne verbunden

\*) Diese Spaltregion ist es, welche in dem Bohrjournal vom Bohrmeister als Schaumkalk bezeichnet wurde; man hat hier zur Controle den Kronenwechsel bei 275 m (von 171 zu 116 mm); nun liegen thatsächlich 34 m Kerne von 171 mm Durchmesser vor; welche gerade nur bis zum Oberende der Spaltregion, also bis 240 m reichen, und mit 242,15 m lässt das Bohrjournal den Wellenkalk mit „Schaumkalk“ beginnen.

6,39—6,57 = 0,18 m oolithischer Kalk mit dickschaligen calcinirten Petrefakten (*Myophoria* cf. *laevigata*, *Pecten* sp., *Pect.* sp. und *Dentalium* cf. *laeve* SCHLOTH.).

Die mikroskopische Untersuchung des Oolithkalkes zeigt in einer ziemlich gleichmässig feinkörnigen Grundmasse, in welcher einzelne undeutliche Foraminiferenreste und Schalenfragmente eingebettet sind, eine grosse Anzahl sehr wohl abgerundeter Oolithkörner, alle mehr oder weniger vollständig von einer Thonhülle umgeben, welche auch sehr unregelmässige Dicke besitzt; sonst ist sehr wenig thonige Substanz in der Masse vertreten; die Oolithkörner sind nicht Aggregate, wie die Grundmasse, sondern einheitliche Ausschnitte von grösseren, völlig klaren Krystallindividuen, welche sehr wohl eher für Abrollstücke eines grosskrystallinen Kalkes gelten können, als nach der Hypothese der Entoolithe für krystalline Ausfüllungen von mit einer thonigen Hülle umgebenen Bläschen, obwohl das Bild ein zutreffendes ist. Einzelne der Oolithkörner sind stückweise angenagt und der Ausfüllungsraum mit Gyps ausgefüllt; da wo die thonige Hülle fehlt, ist es meist zwischen der Gesteinsmasse und dem Krystallkern des Ooliths zu einer der Bildung der Spitzen- und Styolithensuturen entsprechenden Verwachsung gekommen; es sind hier die sonst scharf gerundeten Grenzen der Oolithkörner sowohl unregelmässig, als auch an einzelnen Stellen die Oolithkörner einseitig stark verkleinert.

6,57—6,82 = 0,25 m dichter graubrauner, conglomeratiger Kalk, unten mit *Encrinus*-Stielgliedern und grossen Gesteinseinschlüssen. Der Kern ist durchsetzt von fünf grösseren, ziemlich horizontalen Gesteinsaufrissen, zum Theil als Spitzensuturen, zum Theil als Styolithensuturen entwickelt (vgl. Taf. I Fig. 2,  $\frac{2}{3}$  nat. Gr.).

Diese Schicht erheischt noch eine eingehende Detailbeschreibung; sie sollte eigentlich in zwei getrennte Profillesprechungen angeführt werden, da sie aus zwei verschiedenen Theilen besteht, die jedoch auch wieder eine episodische Einheit bilden. Von oben nach unten zeigen sich nämlich an Zahl, wie an Grösse zunehmend, vereinzelte verschieden gestaltige (ovale, rundliche, lang fladenartige) wie auch sehr verschieden gelagerte, jedoch stets etwas abgerundete, sowie in ihrer Lagerung auch meist der Horizontale genäherte Einschlüsse (auch ein einzelnes, fast senkrecht stehendes Stück ist zu erwähnen), welche sich von der tief bräunlichgrauen Gesteinsmasse der Umgebung scharf abheben und wechselnde, hellgraubräunliche bis dunkelgraue Färbungen zeigen. Nach unten zu gesellen sich diesen geröllartigen Gebilden, welche hier viel weniger abgerundet, sondern grossbrockig und eckig werden, viele einzelne Crinoidenstielglieder, und die Zwischenmasse nimmt mehr und mehr den Charakter eines feinkörnigen Fragmentkalkes an, der sich auch nicht überall festgeschlossen hat, sondern dessen einzelne Lücken durch spätere feine Kalkspatherfüllung angedeutet sind. Diese ganze Masse liegt nun in einer tiefen muldigen Stufe eines von dem Fragmentkalk sehr wohl verschiedenen, feinkörnigen und dichten, grauen Kalkes, der auf der einen Seite einen starken Steilrand zeigt; auf diesem legen sich einzeln die Crinoidenglieder an, als ob sie daran herabgeglitten wären. Dieser Kalk zeigt von aussen nach innen zonare Entfärbungen von Hellbräunlichgrau in Dunkelgrau; diese Farbstreifen entsprechen im Grossen und Ganzen völlig den Einschlüssen im Fragmentkalk, welche auch in ihrem dichten, gleichmässigen Gefüge und dem Mangel an Fremdkörpern hiermit völlig übereinstimmen, so dass kein Zweifel ist, dass beide dieselbe Herkunft haben. Wir müssen also die Einschlüsse als Theile der eben beschriebenen tieferen Schicht ansehen, welche von dieser losgelöst wurden. Diese Schicht zeigt noch eine weitere Merkwürdigkeit: sie ist nämlich sowohl von dem Steilrand her als auch von dem mehr horizontalen Theil mit seitlich und schwach nach unten innen vordringenden, bezw. vertikalen, und deutlich an der Entfärbung teilnehmenden, zum Theil mit Detritus, zum Theil mit Kalkspath erfüllten Bohrgängen so durchsetzt, dass man annehmen kann, das Ganze liege noch an seiner ursprünglichen Stelle und sei ein unverrückter Bestandtheil des damaligen Meeresgrundes gewesen. Jedoch wäre es freilich nicht ganz ausgeschlossen, dass man es nur mit einem ganz grossen Geröll zu thun hätte, das seiner Grösse wegen einen ruhigeren Standort gehabt hat. Leider ist gerade hier durch eine starke Rotation zweier aufeinander stehender Bohrkern bei der Bohrung die Art der Uebereinanderlagerung unklar geworden, die vorhandenen Reste der oberen Schicht auf der unteren scheinen eher für die erste Ansicht zu sprechen.\*) — Was die erwähnten Styolithen betrifft, so ist zu bemerken, dass sie Gerölle durchschneiden, dass von Geröllen selbst kleine Zapfen in andere Gerölle sich einbohren (vgl. Taf. V Fig. 5 vergr.); auch werden Crinoidenstielglieder und Oolithkörner seitlich angeschnitten.

\*) Auch zeigen die nicht abgeschliffenen Flächen der Unterseite eine runzelige Längsstreifung, welche ich sonst nur an der Grenze von Kalk und Thon im Wellenkalk beobachten konnte.

Der Vorgang der ganzen Bildung der Schicht mag folgender gewesen sein: 1. Bodenerhebung mit starker Fluthung; 2. lokale Zerberstung der noch nicht gleichmässig erhärteten Bodenschicht, Bildung kleiner Riffe, Abspülung der Brocken bis zu ihrem schon erhärteten Kern; 3. Bewegung der Theile gegen einander und erneute Zertrümmerung; 4. zonare Entfärbung und Anbohrung der stehengebliebenen Schichtblöcke durch Bohrwürmer; 5. Einbettung dieser Bruchstücke mit Fragmenten von Crinoiden und Muschelschalen in der pseudoolithischen, feinerkörnigen Schlamm-Masse.

### C. Der eigentliche Wellenkalk.

12,80 m völlig versteinungsleere Kalke vom gewöhnlichen Wellenkalktypus.

Vertikale Spalten oder Gängchen fehlen völlig, dagegen zeigen sich linsen- oder schmitzenartige Kalkspatheinlagerungen von grösserer Dicke (bis 1,5 cm) stets nur an den Stellen der Thonschlieren; es sind das Kalkspathausfüllungen von Hohlräumen, welche nur durch Verschiebungen an den Thonschlieren und zwar dadurch entstanden sind, dass die Schichtflächen der Kalke sehr uneben sind; Rutschflächen sind überall zu beobachten; ob diese Rutschflächen zeitlich mit der Bildung dieser Kalkspathschmitzen zusammenhängen oder jüngerer Entstehung sind, kann natürlich nicht gesagt werden. Hiermit auch nicht, ob die Rutschflächen der gleichen Zeit entsprechen, wie die oben erwähnten Rutschungen, welche den Vertikalgang horizontal so häufig verschoben und mit vertikalen Drucksuturen verdecken und anfressen, und ob mit ihnen auch die horizontalen Calcitschmitzen entstanden, oder ob diese, was mir wahrscheinlicher ist, zugleich mit den Vertikalgängen aufgetreten sind. Wenigstens ist zu bemerken, dass diese starken Calcitschmitzen nur hier, unmittelbar unter dem Gangsystem zu beobachten sind, die Rutschflächen aber mit schwächeren, plattigen Calcitlagergängchen durch den ganzen Wellenkalk hindurchziehen. — Vereinzelt findet man auch in der Mitte der Thonschlieren gehäufte Ausscheidungen von kleineren, rings freien Kalkspathkryställchen.

12,80—11,95 = 0,15 m thonige Schichten mit *Lingula tenuissima* BRONN.

11,95—12,15 = 1,20 m Wellenkalke.

12,15—12,45 = 0,30 m thonige Schichten mit Kalkknollen mit Petrefakten, zertrümmerten *Terebr. vulgaris*, *Pecten* spec. *Lima lineata* SCHLOTH., cf. *Gervillia mytiloides* SCHLOTH., cf. *Spiriferina hirsuta* ALB., *Encrinus* spec.

12,45—13,15 = 0,70 m Wellenkalke.

13,15—13,35 = 0,20 m harte Kalke mit zertrümmerten Petrefakten, besonders vielen Terebrateln.

12,35—19,35 = 6,00 m Wellenkalke.

19,35—19,6 = 0,15 m harter Kalk mit *Terebratula vulgaris* (kleine Varietät).  
19,6—17,40 = 7,90 m Wellenkalke von gewöhnlichem Typus; an dieser Stelle bei 271 m Teufe ein Wechsel der Krone, wodurch der Durchmesser der Bohrkörner auf 90 mm verringert wird.

17,40—29,59 = 2,19 m gewöhnlicher Wellenkalktypus.

29,59—29,94 = 0,35 m dichter Kalk, aus einer Anhäufungsmasse von kleinen *Encrinus*stielgliedern gebildet.

29,94—38,40 = 8,46 m Wellenkalk von gewöhnlichem Typus; mit Rutschflächen und vereinzelt Kalkspathbelag; dieser geht häufigst mitten durch die Thonschliere durch, ein Beweis der dynamischen Ursache dieser Ausscheidungen auf einer Rutschspalte.

38,40—39,19 = 0,79 m stark thonige, ungeschichtete Masse, in welcher einzelne Kalkknollen und Knoten wie Geschiebe liegen.

39,19—42,56 = 3,37 m Wellenkalk von gewöhnlichem Typus.

42,56—43,24 = 0,68 m mehr thonige, ungeschichtete Masse mit vereinzelt Kalklinsen.

43,24—47,39 = 4,15 m dichter Wellenkalk, an einer Stelle stark thonig, auf welchen eine von welligen Kalkbändern eingeschlossene,

47,39—47,49 = 0,10 m messende Aufschüttung von Pentacrinusstielgliedern folgt.

47,49—48,99 = 1,50 m Wellenkalk.

48,99—49,19 = 0,20 m thonige Schicht mit einzelnen Kalkknoten.

49,19—50,69 = 1,50 m typischer Wellenkalk.

50,69—51,04 = 0,35 m ganz dichter hellgrauer Kalk ohne Thonschlieren.  $\beta =$

51,04—51,59 = 0,55 m Wellenkalk.

51,59—51,69 = 0,10 m thonige Zwischenbildung.

51,69—52,49 = 0,80 m Wellenkalk.

52,49—52,79 = 0,30 m ganz dichter hellgrauer Kalk ohne Thonschlieren.

52,79—59,50 = 6,71 m gewöhnlicher Typus.

59,50—60,10 = 0,60 m dichter Encrinitenkalk mit kleinen Stielgliedern.  $d = 20.11$

60,10—61,00 = 0,90 m normaler Wellenkalk; hier ein 0,50 m langes, sehr schwaches, mit einer Rutschfläche zusammenhängendes und an ihr auslaufendes, blindes Vertikalspältchen.

61,00—69,00 = 8,00 m Wellenkalke vom gewöhnlichen Typus; an der unteren Grenze der oberen 6 m ein ähnliches, fast capillares Vertikalspältchen; horizontale Rutschflächen in den Thonschlieren mit Calcitbelag auch hier öfters mitten hindurch gehend.

69,00—76,73 = 7,73 m Wellenkalk vom gewöhnlichen Typus, an drei Stellen dichtere Kalkbänke mit Encrinitengliedern, womit der eigentliche Wellenkalk abschliesst; unten an der Basis eine auffällige ca. 10 cm hohe Schicht harten, körnig-krystallinischen Kalkes mit Schalenfragmenten; diese bildet die Unterlage des Wellenkalks.

#### D. Wellendolomit.

0,27 m dichter, schwach gebänderter, grauer Dolomit; hiermit beginnt der Wellendolomit.

0,27—1,45 = 1,18 m zuerst noch thonige, schwach dolomitische Schichten, dann beginnen linsenartige Einlagerungen von Anhydrit, der sich bald zu ganz dichten Bänken schliesst; nach unten treten ganz horizontale Anhydritbänder auf, welche an zwei Stellen eine Oberflächenunebenheit mit Rutschungserscheinungen (vgl. Taf. II Fig. 4) zeigen; diese Bänder sind durch thonig-dolomitische Zwischenlagen getrennt.

1,45—1,65 = 0,20 m dichtes, dunkelgebändertes, thonig-dolomitisches Gestein.

1,65—1,87 = 0,22 m gleiches Gestein mit Anhydritlinsen, welche jedoch nicht horizontal gelagert, sondern, in Säulen auf ebener Basis gelagert, bis 12 cm hoch vertikal über einander aufgebaut sind (vgl. Textfigur 4 unten, S. 110).

1,87—2,68 = 0,81 m zuerst gröberer, dichter Dolomit, mit thonigem Dolomit beginnend (0,55), dann mehr thoniges, feingebändertes Gestein 0,175; darauf 0,085 heller, wie Kalk aussehender Dolomit, bis 60 cm unter der oberen Grenze.  $mt =$   
89.68

2,68—3,38 = 0,70 m zuerst dolomitisch-thoniges Gestein, dann allmählich grüngrauer Schieferthon.

3,38—7,23 = 3,85 m zuerst feingebändertes, graugrünes thoniges Gestein mit einzelnen, rein horizontalen Anhydritbändern, sowie auch säulenförmig übereinander gehäuften grösseren Linsen, von denen einzelne noch die Entstehung aus einer Anhäufung kleinerer Linsen erkennen lassen. Von hier aus geht eigentlich ohne jede scharfe Grenze der Uebergang in das Röth vor sich.  $\beta$  50

## E. Das Röth.

0,25 m tiefdunkelrothes, stark thoniges Gestein mit Anhydrit, genau wie vorher.

0,25—0,42 = 0,17 m Gleiches, nur roth und graugrün gesprenkelt.

0,42—1,32 = 0,90 m dunkelrothes, hauptsächlich thoniges Gestein mit flachen Linsen und vertikalen Linsenansammlungen von Anhydrit (Linsen von 7 cm Höhe), wobei sich einzelne Züge sandiger Beimengung bemerkbar machen, vgl. Fig. 4, S. 110.

1,32—2,22 = 0,90 m heller bis fleischrother, grün und roth gebänderter oder unregelmässig gefleckter, ziemlich harter Sandstein, sowohl mit einzelnen Thonschmitzen, sowie klotzigen Anhydritlinsen.

2,22—2,45 = 0,23 m tief dunkelrother, massiger Thon mit Anhydritlinsen wie vorher.

2,45—4,95 = 2,50 m tief dunkelrothe, unregelmässig schieferige Thonschichten mit zahlreichen horizontalen Linsen und vertikal aufgebauten Säulchen von Anhydritlinsen; mit schwacher Uebergangszone gesprenkelter Thonschichtchen zu einer

4,95—11,65 = 6,70 m messenden Zone von grüngrauen, meist massigen sandigen Thonen.

Beim Beginn, sowie auch in 1,15 m Tiefe zeigt die Masse eine flach-knotig-knollige Struktur, wie in gewissen Lagen des Wellenkalks; die Knollen sind dolomitisch und zeigen schwach grünliche Färbung. 20 cm unter dem oberen Beginne eine etwa 0,1 m hohe Ansammlung kleinerer im Mittel erbsengrosser Anhydritlinsen; desgl. 2,49 m, 3,81 m, 3,97 m (und 10 cm) unter der oberen Grenze; bei 6,0—6,33 m unter der oberen Grenze horizontale Anhydritbänder; 30 cm über der unteren Grenze und an dieser selbst (mit roth und grün gesprenkeltem Gestein) finden sich einzelne mit einem Gypsbelag versehene, halb schiefe Rutschflächen; von ihnen zweigen nach oben und unten auskeilende, desgleichen mit Gyps ausgekleidete Vertikalspältchen ab.

11,65—13,36 = 1,70 m rothe massige, theilweise dolomitische Thonschichten mit grossen Anhydritlinsen in den oberen 65 cm; 50 cm tiefer eine Anhäufung erbsengrosser Anhydritlinsen, worauf 60 cm ohne Anhydrit, dagegen mit knollenförmiger Struktur folgen.

13,36—14,15 = 0,80 m grüne, thonige Schichten mit Anhydritbändern und -Linsen.

14,15—15,90 = 1,75 m rothe, thonig-sandige Schichten; 12 cm, 1 m und 1,30 m unter der oberen Grenze zwei bis 20 cm messende Regionen mit Gypsrutschflächen und davon nach oben und unten auskeilende Vertikaläderchen; man sieht deutlich, dass hier keine Quellungserscheinungen sondern Vertikalzersplitterungen im Anschluss an die horizontalen Rutschbewegungen vorliegen.

15,90—16,47 = 0,57 m gleichartige Schichten, in welchen, wie in der vorigen Gruppe, noch Anhydritlinsen in reichlichem Maasse vorhanden sind.

## II. Das Profil von Kleinlangheim.

Der Bohrpunkt von Kleinlangheim liegt in der weiten, von einer Diluvialdecke überlagerten Ebene auf der linken Mainseite am Fusse des Steigerwaldes, in dessen mittlerer Erstreckung zwischen Kitzingen und Wiesentheid, ungefähr in der Mitte zwischen den beiden Verwerfungsgebieten Mainbernheim-Kitzingen-Würzburg und Prichsenstadt-Wipfeld-Essleben; tektonisch näher bezeichnet ist das Gebiet durch das Hindurchstreichen einer in NW.-SO. laufenden Muldenaxe (vgl. die tektonische Karte Südwestdeutschlands und H. THÜRACH, Geogn. Jahreshfte, 1900, S. 123). Die Entfernung von Bergrheinfeld beträgt etwa 26,45 km.

Die obersten Schichten bis zum Beginn der Bohrung waren 1. 1,45 rothbrauner, grobkörniger Sand, welcher jedenfalls der Diluvialbedeckung angehört,

2. 4,30 grauer Thon mit vielen eckigen Bruchstückchen von grauem Schieferletten, offenbar ein Zerstörungsprodukt der obersten grauen Schiefer der Lettenkohle, auf welcher dann die Bohrung (171 mm Krone) begann:

6,59 m hellweisslich grauer, sehr dichter Dolomit.

33,96 m grauschwarzer Sandstein, Sandschiefer und Schieferletten der Lettenkohle; bei 3,11 brach eine starke Quelle ein, welche ca. 45 Liter in der Minute gab.

79,03 m Hauptmuschelkalk in wechselnden Kalkbänken und mehr oder weniger festen Thonzwischenlagen; er beginnt in 45,30 m und reicht bis 124,33.

35,415 m Hauptanhydrit im eigentlichen Sinne, einschliesslich der oberen Dolomitregion; letztere ist vertreten durch ein Kernstück von 3—4 cm Dicke, in welchem zwei mit faserig stengeligem Gyps ausgefüllte, nahezu horizontale Aufrißspalten von 8 mm bzw. 2 cm Höhe vorhanden sind; die Tiefe dieses Vorkommens ist ungefähr 124,50 m unter der Hängebank.

Von dem Ende dieses Complexes an (in 159,745 m Teufe) nach unten liegt ein fast völlig geschlossenes Profil bis zum Beginn des unteren Muschelkalks (in 215,87 m) vor, welches im Nachstehenden näher beschrieben ist.

#### A. Dolomit- und Mergelunterlage des Hauptanhydrits.

0,72 m Zone mit wechselnden Bändern von hellgrauem Dolomit und Anhydrit.

Die untere Grenze der Anhydritzwischenlagen ist meist geschlossen ganzrandig, ihre obere aber zackig und eckig zerfetzt; wir haben hier genau die gleiche Schicht, welche wir vom Bergreinefelder Profil näher beschrieben haben: Niederschlagsbildungen von Anhydrit, welche, am Boden weiterwachsend, allmählich zu grösseren Krystallen von Anhydrit sich ausdehnen, deren Weiterwachstum aber durch die wieder überhandnehmende Dolomitbildung abgeschlossen wird (S. 33). Auch innerhalb der fast ganz geschlossenen Anhydritbänder zeigt sich dieses grosskrystalline Emporwachsen des Anhydrits in ganz schwachen Unterbrechungen an; hier misst man Zacken zwischen 3,5 und 6 cm Höhe, deren tiefere Zwischenräume mit anhydritischem Dolomit ausgefüllt sind. In dieser Zone überwiegt der Anhydrit über den Dolomit; das unterste der ca. 16 Anhydritbänder ist, bis zur Basis der Zacken gemessen, 6 cm hoch.

0,72—1,31 m; \*) 59 cm messende Zone eines gleichen Wechsels, dagegen mit nach unten zum Theil schwächer werdenden, zum Theil weiter auseinander rückenden Anhydritbändern, d. h. allmählich überwiegendem Dolomit; zwischen 33 und 34 cm unter der oberen Grenze schwärzlicher, stark bituminöser Dolomit; bei 40 und 59 cm drucksuturartiger Sprung mit schwachem Asphaltbelag.

1,31—1,90 m; 59 cm grauen bis gelblichgrauen, dichten, schwach bituminösen Dolomits ohne jegliche Anhydritbänder; bei 32,5 cm unter der oberen Grenze drucksuturartige Spalte mit schwachem Asphaltbelag.

1,90—2,37; 47 cm gleichartigen Dolomits mit neu auftretenden schmalen Anhydritbändern, welche nach unten an Dicke zunehmen; die zwei untersten von ungefähr zwölfen sind bzw. 6 und 4 cm hoch; das Gestein zwischen den unteren Bändern beginnt kalkig zu werden.

2,37—2,82; 45 cm eines oben hellgrauen dolomitischen Kalks mit einzelnen dolomitisch-anhydritischen Bändern; nach unten geht das Gestein allmählich in einen dunkelgrauen, bituminösen und thonigen Kalk über.

In der oberen Region zeigen sich mehrere breite, halbschief durch die anhydritischen Schichtenbänder aufsteigende, an den Grenzflächen eigenartig ausgenagte und mit einer bräunlichgelben,

\*) Von 0,72—2,86 m an zeigt sich gleichmässiger Salzgehalt in Ausblüfung des angefeuchteten und Geschmack des frisch angeschlagenen Gesteins, wie vereinzelt an gleicher Stelle in Bergreinefeld.

erdigen Masse völlig ausgefüllte spaltenartige Züge; die Füllmasse ist gegenüber dem Nebengestein schwach kalkig und, da bei der Behandlung des letzteren mit Säuren eine ganz gleichartig gefärbte erdige Masse übrig bleibt, so kann die Spaltenausfüllung ebenfalls als ein Auflösungs-rückstand des Nebengesteins betrachtet werden. Eine sehr complicirte und auffällige Form nehmen die Spalten und ihre Ausfüllungen etwas weiter unten an; sie sind wegen ihrer Eigenart und, weil es wohl selten vorkommt, Derartiges in sonst so unberührtem Gestein zu beobachten, in Taf. III Fig. 1 und Fig. 2 (nat. Gr.) abgebildet. Zum Theil handelt es sich hier um scharf horizontale Aufrisse inmitten des kalkigen Gesteines selbst, zum Theil auch um solche an der Grenze von eingelagerten dolomitischen Anhydritbändern, zum Theil auch um ursprünglich schon unregelmässig unter der Zerbröckelung der Randpartien vor sich gegangene Horizontalzerreissungen des Gesteins. Man sieht, dass bei dieser wagrechten Zersplitterung auch der Bruch nach der Vertikalen unverkennbar eine Rolle spielt, wie auch für sich blind endigende Vertikalspältchen in das Gestein verlaufen. Trotz der ziemlich dicken Ausfüllungsmasse, welche auch hier mehr und weniger rein thonig ist, entsprechen sich Erhöhungen und Vertiefungen der oberen und unteren oft zickzackartigen Spaltenbegrenzung trotz der starken buchtenartigen Annagung ziemlich auffällig; ja ein Theil der Vertiefungen entspricht noch den Erhebungen der als isolirte Bruchstücke in der thonigen Masse eingebetteten Fragmente der Zerbröckelung des Gesteins bei der Spaltenbildung, welche Fragmente in den verschiedensten Stadien der Auflösung begriffen sind; in der Ausfüllungsmasse zeigt sich auch eine schwache, den Erhebungen etc. entsprechende Lagerung. Zerbröckelungen kommen auch in den erwähnten vertikalen Abzweigungsspältchen vor, wobei die Randauflösung Neigung hat, in der Horizontalen vorzudringen und daher eine gezähnelte Begrenzung dieser Spalten erzeugt. Man hat hier die Wirkung einer ausserordentlich langsam in den Spalten cursirenden und die Auflösungsmasse sehr gleichmässig durchdringenden, hochgradig auflösungsfähigen Flüssigkeit vor sich, welche, statt die Erhebungen auszubebnen, die Oberfläche der Spalte in ganz gleichmässigem Tempo annagt, so dass trotz starker randlicher Auflösung (die Spaltenerfüllung erreicht bis 6 mm Höhe) doch hier das Bild der Zersprengungszacken erhalten blieb (vgl. das Profil von Bergrheinfeld S. 35 und Taf. V Fig. 7).

2,82—3,19 = 37 cm dunkelgrauen, ziemlich bituminösen Kalkes (Mergels), oben mit einzelnen, etwas grösseren Anhydritknollen, dann mit zahlreichen vereinzelt, kleineren Anhydritlinsen; diese reichern sich noch weiter nach unten an und verschmelzen endlich zu einem 1,5 cm hohen Anhydritband, welches diese Zone abschliesst. In der oberen Hälfte lassen sich noch zahlreiche, schmale Züge der oben beschriebenen Horizontalzerreissungen mit bräunlicher, erdiger Ausfüllung bemerken, welche an einzelnen Stellen in stylolithenartige Spalten übergehen, deren Stylolithenzähne eine Asphaltkappe besitzen; das Wesentliche werden wir an besseren Exemplaren gleich näher beschreiben (vgl. Taf. III Fig. 3, nat. Gr., S. 90).

3,19—5,49 = 2,3 m; dunkelgrauer, stark bituminöser, offenbar sehr anhydritarmer Mergel; er ist hart und von splitterig-muscheligem Bruch.

Das Bemerkenswerthe an dieser Serie sind 13 mit Erdspech völlig ausgefüllte Stylolithenzüge, von welchen einige der wichtigeren in ihrer natürlichen Lagengruppirung zu einander in Taf. IV Fig. 1 u. Textfig. 3, S. 78 abgebildet sind. Es sind auch gerade diese zur Abbildung gewählt, weil sie in hervorragender Weise die Asphaltkappen und -Belage in Verbindung mit jenen thonig-erdigen Bändern zeigen, welche wir oben als thonige Ausfüllungen von Zerreissungsspalten erkannt haben, und welche sich in Farbe und Consistenz als Auslaugungsrückstände besonders auffällig von ursprünglichen thonigen Zwischenlagen unterscheiden. Auch sehen wir in diesen die kleineren, länglichen Zertrümmerungsreste des Nebengesteins, zum Theil in noch kleinere Stücke zersprengt, zum Theil wie in wechselnden Stadien der Aufzehrung begriffen und erkennen nicht nur das eben betonte wechselseitige Entsprechen von Erhöhungen und Vertiefungen der Grenzen des Nachbargesteins selbst, sondern auch dieser zu den Buckeln und Mulden der Trümmereinschlüsse! An den Stellen, an welchen keine ausgeprägten Stylolithen vorliegen, ist das Bild ein vollkommen identisches. Die Ober- und Unterfläche des anliegenden Nachbargesteins sind völlig gleichartig gestaltet, rundlich warzig mit eigenartig geglätteter Oberfläche, doch so, dass trotz der dicken Zwischenlagen von Asphalt und Thon ein deutliches Entsprechen von allen bemerkenswertheren Erhöhungen und Vertiefungen zu erkennen ist. Diese Reciprocität besteht auch eigentlich da, wo die Stylolithen auftreten, und es ist nur der eine Unterschied, dass die schmälere, als „Stylolithen“ bezeichneten Zacken hauptsächlich nach unten gerichtet sind; nimmt man die grösseren Ebenen zum Ausgangspunkt, so kann es keinem Zweifel unter-

liegen, dass man eine völlig gegenseitige Durchdringung der Gesteinsmasse vor sich hat und nicht nur eine einseitige von oben. Dies wird noch durch das Verhalten des kappenartigen Ueberzugs besonders scharf gekennzeichnet; während Pechkappen und Thonkappen für sich in Bezug auf die Styloolithen dieselbe Rolle spielen, verhalten sie sich ungleich, wenn sie mit einander auftreten. Der Asphaltbelag liegt stets einseitig und zwar auf der Aussenseite des Thonbandes bei den nach unten gerichteten Styloolithen und den nach oben gerichteten Zwischenstyloolithen bezw. unterhalb und oberhalb der Thonschicht. Eine scheinbare Ausnahme bestätigt gerade das Gesetzmässige dieser Erscheinung: es lassen sich nämlich an mehreren Stellen auch auf der Gegenseite des Hauptasphaltbandes (also bezw. ober- oder unterhalb der Thonschicht) ganz schwache und kurze Asphaltfäden erkennen, so dass hier eine Zweiseitigkeit vorläge. Diese fadenartigen Beläge treten aber nur da auf, wo in der Thonschicht noch Trümmerstücke des Gesteins eingebettet sind, in Beziehung auf welche der (ihnen an geringer Stärke entsprechende) Asphaltbelag wieder einseitig liegt. Die Styloolithenerhebungen sind zum Theil einfach kegelförmige, mit warzigen Erhebungen auf der Oberfläche oder mehrfach vertikal eingeschnürt, säulenförmige oder langwandförmige mit sich auskeilenden wandartigen Seitenästen (vgl. Textfig. 3 S. 78). Höchst eigenthümlich sind Styloolithen, welche sozusagen zweistöckig sind, d. h. durch einen weniger weit nach aussen liegenden horizontalen Asphaltzug zweigeteilt sind, wobei diese innere Pechkappe sich gerade so verhält, wie die äussere! Dies ist nur ein spezieller Fall der ineinandergeschachtelten Styloolithen, welche an mehreren Stellen zu beobachten waren (vgl. Allgemeinen Theil, S. 70, Textfig. 3, Taf. VI Fig. 1—5).

Bemerkenswerth ist, dass auch an einer Stelle die Styloolithenspalte einen Anhydritzug berührt und die vertikalen Styloolithen denselben derart unterbrechen und stören, dass kein Zweifel ist, dass durch die bei der Styloolithenbildung zweifellose wirkenden Auflösungserscheinungen auch dieser Theil des Anhydritbandes aufgezehrt ist; besonders auffällig ist dies an der Unterbrechung des Bandes durch einen vertikalen Styloolithenzahn (Taf. IV Fig. 1).

In der Mitte des Verlaufs dieser Gruppe zeigen sich auch an mehreren Stellen vertikalstehende Spalten, mehr nach dem Charakter der Drucksuturen, jedoch mit stärkerer Entwicklung einer thonigen Asphaltzwischenbildung (vgl. unten).

5,49—5,52 = 3 cm oolithischer Einlagerung ohne ausgesprochene obere und untere Abgrenzung. Hier eine unregelmässige Gesteinsspalte mit Drucksuturen und Styloolithenzacken; sie ist mit thonigem Asphalt ausgefüllt; anschliessend eine schwache Vertikalspalte.

5,52—5,70 = 15 cm eines breit, hell und dunkelgrau gebänderten bituminösen Kalkes; an einzelnen Stellen schwache Asphaltspalten und vereinzelt Oolithkörner; hier Wechsel der Bohrkronen. In diesem Kerne beginnt capillar eine Vertikalspalte, welche, nach unten stärker werdend, fortsetzt.

5,70—5,805 = 0,105 m, gleiches Gestein wie unmittelbar vorher, nur von einigen mehr thonigen Streifen durchsetzt. Hier setzt die oben erwähnte Spalte durch, vertheilt sich auf der einen Seite in drei Aeste und keilt beiderseits völlig aus; dieser Spalt zeigt besonders auf der einen Seite des Kerns Drucksuturen in Form typischer, liegender Styloolithen mit horizontalen Seitenwänden und vertikalen Pechkappen; an der Basis des Ganzen zeigt sich eine 2,5 mm starke, mit unreinem Erdpech erfüllte Horizontalspalte.

5,805—6,245 = 0,44 m Oolith mit starkem Salzgehalt und schwachem dolomitischem Bindemittel, welches nur stellenweise fladenartig angereichert ist; Salz und Gyps bilden unregelmässige Einschlüsse und sind jedenfalls sekundär umkrystallisirt; auch die Oolithkörner sind an vielen Stellen im Innern des Bohrkerns ausgelaut.

Die Mikrostruktur weist auf den viel besser erhaltenen Oolith von Bergrheinfeld hin; einzelne Körner sind noch intakt wie dort, andere befinden sich in den verschiedensten Stadien der Auslaugung bezw. sekundären Erfüllung mit Gyps und Kalkspath. An der Basis des Kerns zeigen sich Einschlüsse von dem Charakter des darunter liegenden Gesteins; überhaupt zeigen sich neben dem Oolith auch eine Unzahl grösserer wie kürzerer, im Durchschnitt meist fadenartiger Einschlüsse, deren Charakter schwer zu definiren ist, aber auf ähnliche Fragmente in den gleichen Schichten von Bergrheinfeld hinweisen.

## B. Hangendes der Salzregion.

0,425 m tiefbrauner, salzige Ausblühungen zeigender, oben noch zuerst etwas kalkiger Dolomit; in der Mitte zeigen sich sehr feine, offenbar thonige Flasern; in den untersten 8 cm ist das Gestein schwach porös und es zeigen sich sehr verschieden gelagerte, randlich wie ausgenagte Einschlüsse eines dichteren Gesteins, welche an gleiche Einschlüsse im Profil von Bergrheindorf erinnern, dort aber zum grossen Theil ausgelaugt und sekundär ersetzt sind.

0,425—0,685 = 0,26 m sehr dichter, völlig unberührter Anhydrit.

0,685—1,150 = 0,465 m, vorwiegend dunkelschwarzes, thoniges Gestein mit zahlreichen unregelmässig langen Flasern von Anhydrit und thonigem Dolomit; nach unten mit sehr feinsandigen, vorwiegend weissen Glimmer führenden Schmitzen, welche ebenso unregelmässig in horizontaler Ausdehnung sind, wie sie in vertikaler Anhäufung übereinander liegen; doch ist, wie überall in diesem Profil, zu betonen, dass sich das Gestein an und für sich in völlig unberührtem Zustand befindet.

1,150—1,285 = 0,135 m, vorwiegend Anhydrit mit einzelnen thonigen, nicht aushaltenden Flasern.

1,285—1,685 = 0,40 m, vorwiegend thoniges Gestein, wie zwischen 0,685 und 1,15, in der Mitte ein rein thoniges Band von 5 cm; die Anhydritflaser hier zum Theil unregelmässig schief gelagert, trotzdem das Gestein völlig unberührt ist.

1,685—2,205 = 0,52 m mehr anhydritisches Gestein; die Anhydritflaser etwas geschlossener; oben zahlreichere thonig-dolomitische, sowie sehr feinsandig-thonige Schmitzen; nach unten die Anhydriteinschlüsse dick linsenartig angehäuft; etwas unter der Mitte nicht mehr so eng geschlossen, sondern mit stärkeren thonigen Zwischenlagen; noch weiter nach unten festgeschlossener dichter Anhydrit.

2,205—2,405 = 0,20 m ganz vorwiegend thoniges Gestein mit einzelnen Anhydritflasern und solchen von thonigem Dolomit.

2,405—2,855 = 0,45 m ziemlich dicht geschlossener Anhydrit; nur nach unten zu von einzelnen Thonflasern durchsetzt.

2,855—3,055 = 0,20 m mehr thonige Zwischenbildung, besonders in der Mitte stärker thonig; oben und unten zeigen sich weissliche Schmitzen ziemlich feinsandigen Materials.

3,055—3,405 = 0,35 m ziemlich geschlossener Anhydrit mit mehreren wechselnd schmalen, thonigen und dolomitisch-anhydritischen Zwischenbildungen.

3,405—3,605 = 0,20 m überwiegend thonige Schicht, zuerst noch mit breitem Anhydritband; weiter unten greift einseitig eine vertikale Anhäufung von Schmitzen von Anhydrit, anhydritischem Dolomit, sowie von hellweisslich bis fleischrothem, feinkörnigen Quarzsand in unregelmässiger Einschaltung in diese Thonmasse ein; die Unterlage der Einschaltung zeigt eine unregelmässige, an einer Stelle 6,3 cm eingetiefte Oberfläche. Diese sonst völlig in der Substanz unberührte und unveränderte Schichtmasse ist von etwa vier Rutschspalten mit und ohne Gypsbelag scharf durchsetzt.

3,605—3,705 = 0,1 m überwiegend Anhydritschichtchen, deren Lagerung sich nach unten allmählich in die Horizontale einrichtet.

3,705—4,06—10,395 = 0,355 m fester, durch schwache, thonige Zwischenschichten gebänderter Anhydrit; trotz ziemlich massiven Zusammenhalts zeigt sich in einer thonigen Zwischenschicht eine Rutschspalte mit schwachem Gypsbelag.

4,06—4,26 = 0,20 m hellgelbgrauer Dolomit mit einzelnen wechselnden Bändern von Anhydrit.

4,26—4,778 = 0,518 m; Wechsellagerung von dunkelgrauem und hellgrauem bzw. mehr und weniger thonreichem und bituminösem Dolomit mit ganz feinen flaserigen Einlagerungen von Anhydrit; unten hellgelbbrauner Dolomit; das Ganze abgeschlossen durch eine 3 cm dicke Anhydritbank.

Durch die beiden letzten Gruppen verläuft eine höchst unregelmässig gesprungene Vertikalspalte, deren Fläche mit Anhydritkryställchen besetzt ist, welche sich beim Durchsetzen der Anhydritzwischenbänder anreichern. Beim Durchsetzen der Dolomitbänder ist der Krystallbelag scharf abgesetzt röthlich gefärbt, ein Beweis, dass hier die Bergfeuchtigkeit nach der Schicht austrat und sich mit dem dort makroskopisch unmerklichen, fein verteilten Eisenoxyd anreicherte. Die Spalte endet unten an einer horizontalen Gesteinsgrenzlinie und zersplittert sich nach oben, durchsetzt von einer schiefen, gleichfalls von einem Gyps-Rutschflächenbelag überzogenen Gleitspalte. Das Gestein erscheint übrigens unmittelbar neben der Spalte schon unberührt.

4,778—4,878 = 0,10 m; Einlagerung thoniger, sandiger und anhydritischer Schmitzen mit unregelmässiger oberer und unterer Begrenzung.

Sie beginnt mit einem hellfleischrothen Band frischen, feinkörnigen, glimmerreichen Materials, das an einzelnen Stellen durch schwache, anhydritische Thonschlieren durchsetzt ist; darauf folgt nach unten eine ca. 4 cm breite Zone sehr wechselnd thonig sandigen Materials mit eingeschalteten Anhydritfasern und -Linschen; darauf folgt 1 cm blättriger (anhydritischer) Thon. — Sowohl in der mittleren Partie, als auch abwärts von der blättrigen Thonschicht zeigen sich kurze, zweiseitig auskeilende Vertikalspältchen, welche oben und unten an Horizontalgrenzen des Gesteins Halt machen; die Spalten sind mit Gyps völlig erfüllt.

4,778—4,978 = 0,10 m überwiegend Anhydritbänder mit sehr schwachen, rein thonigen Zwischenbildungen.

4,978—5,643 = 0,665 m überwiegend thonige Zone mit einer mittleren, etwa 20 cm messenden, meist anhydritische Einlagerungen führenden Region; in der oberen thonigen Partie machen sich neben unregelmässig eingelagerten Fasern und Linschen von Anhydrit auch ebenso gelagerte, das Ganze knollig und flaserig durchziehende Schmitzen von sehr feinsandigem, sowohl grosse als reichlich kleine Glimmerblättchen führenden, sowie von thonig-dolomitischem Material auffällig bemerkbar. Das Gleiche gilt von der unteren thonigen Zone, welche mit einer an der dicksten Stelle etwa 0,5 cm messenden, fleischrothen, feinkörnigen Sandlage endigt.

In beiden Partien sind ganz lokalisirte, nach oben und unten auskeilende, theilweise krystallinisch erfüllte Vertikalspältchen zu bemerken.

5,643—6,543 = 90 cm überwiegend massiver, unberührter Anhydrit, der allerdings durch zahlreiche feine, rein thonige, sowie dolomitisch thonige Streifen gebändert ist; die thonigen Einlagerungen zeigen stellenweise grösseren Glimmerreichtum; ganz unten zeigen sich nochmals schwache, weissliche, feinkörnige Sandschmitzen mit schiefen Strömungstreifen.

1,83 m Anhydrit mit Salzeinschlüssen.

Die grobkörnigen Salzeinschlüsse, sowie die vielfach wechselnden Zwischenpartien liessen diese Zone nicht als eine kompakte Masse in den Kernen herauskommen, so dass nur eine Anzahl nicht orientirter und halb ausgelaugter Reste des anhydritischen Gerippes der Schichten vorliegen. Der Anhydrit ist zum Theil bituminös, dunkel und sehr dicht, zum Theil hell, in Linsen und Fasern abgesetzt. Im Uebrigen ist das Material selbst von vor der Bohrung liegenden Processen unberührt. An einzelnen Stellen sind auch Bänder eines braungrauen thonig dolomitischen Materials zu erwähnen.

### C. Salzregion mit ihren Einschaltungen.

8,60 m oberes Salzlager mit grosskörnigem Salz, wie gewöhnlich an einzelnen Stellen mit Anhydrit und Thonsporaden oder -Flasern; auch ziehen einzelne schwache Anhydritschichtchen hindurch, von welchen eine etwa 4,50 unter der oberen Grenze des Lagers von Interesse ist; es ist dies ein ziemlich dichter Anhydrit, der eine oben und unten von thonigen Anhydritbändern begrenzte mittlere Zone von knolligen Einlagerungen eines braungelben dolomitischen Materials und besonders Schmitzen eines fleischfarbenen Quarzsandes mit Einschlüssen kleiner Salzkristalle aufweist.

Ober der mittleren Zone dieser Einschaltung zeigen sich auch in einem bestimmten Horizonte zerstreute Einschlüsse, welche wie abgerundete Stückchen eines gelblichen Dolomits aussehen und auffällig an die Gerölle der Breccie im oberen Dolomit von Bergrheinfeld erinnern. Bemerkenswerth sind auch im reinen Anhydrit einzelne Schmitzen mit kleinen Salzeinschlüssen, an welche sich dann ebenso, wie an die Randschmitzen wirkliche Gesteinsaufrisse anschliessen, welche dann mit grosskrystallinem Salz ausgefüllt sind. Solche Aufrisse sieht man auch ohne Vermittelung von Anhydritbändern mit kleinen Salzeinschlüssen auftreten; zweifellos aber schliessen sie sich an solche seitlich an. Diese Bildungen sind entschieden sekundäre, mögen aber schon in der Diagenese ihren Anfang genommen haben. Jedenfalls musste das Salz seiner starken Plasticität wegen zu Zerreibungen an allen Grenzen gegen andersartige Gesteinsmassen Ursache gegeben haben, und die schwachen durch Cursiren der Bergfeuchtigkeit entstehenden Lösungen an den erwähnten Spaltgrenzen haben diese wieder vollkommen geschlossen; die Ankrystallisation nach den älteren Krystallflächen verhinderte dabei die Bildung von Fasersalz und lässt die Masse primär körnig erscheinen. Jedenfalls lässt sich feststellen, dass diese sekundären Veränderungen im Ganzen höchst geringfügig sind und dass sehr geringe Mengen von Feuchtigkeit in grossen Zeiträumen genügen, um alle derartigen Wirkungen vollkommen zu erklären.

2,40 m völlig dichter Anhydrit, der durch viele schwache, thonige, thonig-dolomitische, sowie auch feinsandige, eingeschaltete Zwischenschichtchen feingebändert ist.

Der Kern zeigt als Unterlage grosskrystallines Salz, das auf der einen Seite des Kerns an einer wie ausgenagt aussehenden Horizontalgrenze unmittelbar von Anhydrit überlagert ist; auf der anderen Seite des Kerns zeigt sich eine vertikale Grenze, welche gleichfalls, aber stärker angenagt scheint. Es ist wohl kein Zweifel, dass dies eine primäre Ausnagungsgrenze zwischen Salz und Anhydrit ist; die Ausnagung fand vor und während der Bildung des letzteren statt; er ist unmittelbar neben dieser vertikalen Grenze schon horizontal gelagert. Freilich ist auch das sicher, dass andererseits in Folge der oben skizzirten, viel späteren Prozesse auch die an den Grenzspältchen zwischen verschiedenen Gesteinsarten sich sammelnden und mit Salz angereicherten Feuchtigkeiten in grossen Zeiträumen auch hier an dem Anhydrit genagt haben.

Zu unterst sind die Lagen des Anhydrits ziemlich thonreich; bei 0,051 m von der unteren Grenze stellen sich einzelne Bänder von sehr feinem Quarzsand ein, welche bei 0,68 m von der unteren Grenze an mehreren Stellen ganz kleine Salzkristalle einschliessen; bei 1,37, 1,47 und 1,53 folgen weitere Einlagerungen etwas stärkerer Sandschmitzen, welche bis 1,53 ziemlich regelmässig gelagert sind. Von 1,53 aufwärts zeigt sich eine 28 cm hohe Zone mit etwas stärkeren, feinkörnigen Sandeinlagerungen, welche durch eine mittlere, etwa 30 cm messende sandärmere Partie in zwei Theile getheilt ist. An der oberen Grenze der unteren Zone zeigt sich nicht nur eine bemerkenswerthe Muldung, sondern auch eine sehr seltsame Gekrösestein-artige Ueberschiebungsfältelung und -Windung der feingebänderten anhydritischen, thonigen, dolomitisch-thonigen und ebenso sandigen Schichtstreifen, welche zwar lokal sind, aber bezeichnenderweise auf den Flügeln der erwähnten Mulde liegen. Aehnliche aber schwächere Ueberschiebungen zeigen sich schon in den tieferen Partien der in Rede stehenden Zone, wo schon gleichartig auslaufende, kleinere Mulden zu beobachten sind, deren entgegengesetzte Flügel aber höher sind; diese kleinen Mulden im Anhydrit bildeten schon während der Ablagerung kleine Vertiefungen, in welchen sich die Sandkörner zu schwachen Schmitzen sammelten. Die an der oberen Grenze dieser Zone befindliche Mulde wird zuerst von anhydritischen und thonig-anhydritischen Schichtchen fortgesetzt, und endlich oben von sandigen Einlagerungen bis zur Horizontale ausgefüllt, worauf ein ziemlich eben gelagerter Anhydritabsatz folgte; dieser Abschnitt ist

in der unteren Partie der Fig. 2 Taf. I\*) dargestellt und ein Theil der oben erwähnten Ueberschiebungsfältelung in Fig. 2 und besonders Fig. 3 auch bezüglich der vertikalen Entfernung in richtige Lage dazu gesetzt. Beide Figuren stellen Theile der Kernoberfläche dar, die Hauptfigur eine geschlossene Zone, die man sich an den beiden Enden zusammengerollt denken muss; die kleinere untere Figur 3 zeigt also Querschnitt eines Schubzapfens nach der erwähnten Mulde zu, der natürlich auch zu den Unterfaltungen Anlass gegeben hat. Fig. 2 zeigt die Ausfüllung einer primären Mulde an einem primären Abbruch, welche später eine geringe Ueberschiebung erlitten hat; im unmittelbar Hangenden zeigt sich völlig normale Lagerung (S. 123). — Es handelt sich hier nach dem Gesagten selbstverständlich nicht um eine tektonische Mulde, ebensowenig um eine Quellung von Anhydrit in Gyps, da nirgends etwas Derartiges zu sehen ist; es kann nur eine Rutschung in noch weichem Material vorliegen, eine Muldung, deren Vertiefung während der sich fortsetzenden Ablagerung besonders durch die rein sedimentäre Anschwemmung des Quarzsandes ausgefüllt wurde. Die ganz schwarz gezeichneten Partien in Fig. 1—3, die besonders häufig in den Sandbändern zu bemerken sind, bezeichnen Schmitzen von Salz, welches sich offenbar sekundär aus den im Sand zerstreuten Salzkriställchen nach gegebenen Zerreissungsspälthen zusammengezogen hat. Wenn dies auf gewisse sekundäre Wirkungen schliessen lässt, so ist doch sofort zu sehen, dass diese Spälthen keine ursächlichen Beziehungen haben zu der besonderen Art der Lagerung, dass sie sich lediglich an diese ursprüngliche Lagerung anschliessen und sie als spätere Bildung sogar etwas unregelmässig durchsetzen und durchqueren; die Spalten stellen auch im Grossen und Ganzen keine Vertikalzerreissungen des Gesteins dar, sondern halten sich völlig an dem Verlauf der Schichtbänder, gehören also zu jenem System horizontaler Rutschungserklüftung, welcher die gesammten Schichten bei tektonisch verursachter stärkerer Neigung oder seitlichem Druck unterworfen sind (vgl. Allgem. Theil, 1. Cap.).\*\*)

Die obere sandführende Partie dieser Zone Taf. II Fig. 1 zeigt die besprochenen Unregelmässigkeiten in sehr erhöhtem Maassstabe. Man erkennt vor Allem eine grosse Anzahl von durch Anhydrit getrennten Sandschmitzen, welche zum Theil einfach muldenartig gelagert sind, wobei sich auch eine kurze Strecke primär horizontaler Lagerung erhalten hat; in zwei vertikalen Ausschnitten aber, welche einer einseitig vom Centrum durch den Kern hindurchgehenden Region entsprechen, sind die Schmitzen, man möchte sagen, wild aufgerichtet und bilden steile Sättel; die Mulden zwischen den Sätteln werden (vgl. Fig. 1 unten links und rechts, und oben links) nach oben mit durch Einschwemmungen von Sand und Thon begleiteten Anhydritniederschlägen allmählich ausgefüllt, so dass aufwärts nach und nach horizontale Lagerung eintritt und das Ganze durch einen völlig eben gelagerten, gebänderten Anhydrit überdeckt ist, der durch die in Fig. 1 noch sichtbare Thonschicht eingeleitet wird.

Interessant und wichtig ist, dass die zweite Sattel- und Muldenbildung völlig mit der erstbeschriebenen, durch eine normale Horizontalschicht von ihr getrennten Rutschzone stimmt, nur dass hier eine Mulde vorliegt, wo dort die Sattelung zu bemerken ist; wir haben es hier also mit einem zeitlich von ersterem getrennten, trotzdem aber nahezu parallelen Schub oder Rutsch zu thun.

Auch hier zeigen sich die kleineren, oben schon erklärten Gesteinsaufrisse, welche sekundär mit Salz ausgefüllt sind; sie halten sich natürlich hauptsächlich an die Sandschmitzen.

Noch weiter nach oben sieht man inmitten des gebänderten, massiven Anhydrits nochmals eine schwächere Rutschungserscheinung, dann in 15 cm mit einer gleichen Höhe eine stärkere Stauungszone mit Ueberschiebungserscheinungen im dichten, gebänderten Anhydrit; während die kleine erstere mit den tiefer liegenden parallel ist, bildet letztere höhere mit ihnen einen spitzen Winkel.

Der ganze Anhydritcomplex ist oben durch grobkörniges Steinsalz horizontal abgeschnitten; gleichwohl zeigen sich am Ende einzelne Horizontalaufrisse, welche mit körnigem Salz erfüllt sind. Ursprünglich in normalen Schmitzen eingelagertes Salz hat sich an der Trennungsfläche vom Anhydrit abgespalten, die Spalten haben sich in reinen Anhydrit fortgepflanzt, und Salzlösungen haben diese kleinen Spalträume ausgefüllt, wobei auch der Anhydrit an den Grenzen etwas angegagt wurde (vgl. Anm.).

21,66 m Hauptsalzlager mit grosskörnigem Salz, das wie im oberen Lager stellenweise völliges Klarsalz ist.

\*) In  $\frac{2}{3}$  natürl. Grösse.

\*\*) Es ist auch anzumerken, dass so hochgradig salzige Feuchtigkeit, wie sie die Salzumkrystallisation in diesen Schmitzen voraussetzt, Anhydrit gar nicht in Gyps verwandelt, denselben zuerst höchstens auflöst und das nur bis zu einem gewissen Grade der Sättigung, wonach die Salzausscheidung erfolgt.

Die Salzkristalle sind meist bedeutend höher als dick; ein Beweis, dass sie, am Boden liegend, noch langsam (bis zur weiteren Ueberdeckung mit neuen Krystallen und so ihrem mehr oder weniger völligen Abschluss nach oben) in der Vertikalen fortgewachsen sind; ein Beweis auch, dass die Ueberdeckung sehr langsam erfolgte. Da das Korn sonst ziemlich gleichmässig dick (im Gegensatz zur Höhe) ist, so lässt sich daraus folgern, dass die Salzkristalle in ziemlich gleichmässiger und nicht geringer Kornstärke auf dem Boden des Meeres angelangt sind und, von der Verdunstungs-oberfläche absinkend, jedenfalls eine lange und langsame Wanderung durch eine tiefe und hochdichte Soole durchgemacht haben. Es ist dies auch ein Anzeichen, dass das Salz in seiner Masse keine spätere metamorphe Umkrystallisation erlitten hat.

An einzelnen Stellen des Lagers finden sich sporadisch, wie in Muschelkalklagern überall, unbedeutende thonige\*) und anhydritische Vertikaleinschaltungen, neben welchen zwei horizontale unsere Aufmerksamkeit fesseln. Die obere, das grosskörnige Salz in ungefähr 3,66 m unter der oberen Grenze durchbrechende Schicht zeigt oben Anhydrit mit starken Salzeinschlüssen und unten dichten Anhydrit mit Bändern zahlreicher kleiner eckiger Salzeinschlüsse; in der oberen Hälfte zeigt sich neben den oben charakterisirten horizontalen, sekundär von den Endflächen aus weiter gerissenen Salzschnitzen hauptsächlich eine Lage, in welcher die in Taf. I Fig. 5 dargestellten seltenen Bildungen vorkommen; es zeigen sich auf einer Seite lang rechteckig ausgezogene Salzkristalle inmitten eines sonst ziemlich dichten Anhydritbandes, welche einen dünnen aber dichten Anhydritüberzug haben, um welchen wieder eckig (mit einer dem inneren Krystalleck entsprechenden Umbiegung) sich ein Band Steinsalz anlegt, das wiederum eckig von dichtem Anhydrit umhüllt ist. Weiter rechts zeigt sich ein solches Steinsalzkristallwachsthum mit dicken „Interpositionen“ von Anhydrit in beinahe zehn wechselnden Streifen von Steinsalz und Anhydrit mit einem nach oben gerichteten Krystalleck eines etwas verzogenen Würfels; noch etwas weiter rechts zeigt sich an mehreren Stellen, dass der Steinsalzkristall, was auch eigentlich für den erstbesprochenen Fall gilt, hauptsächlich seitlich mit seinen dicken Anhydritinterpositionen fortwächst, während sein Wachstum in die Höhe mehr gehemmt ist; Fig. 5 ist in  $\frac{2}{3}$  natürl. gezeichnet; das Salz ist schwarz gehalten.

Man hat es hier mit einer ähnlichen Entstehungsart zu thun, wie oben im Kleinlangheimer und Bergrheinfelder Profil zwischen Anhydrit und Dolomit, d. h. mit einem Wachstum kleiner, zu Boden niedergesunkener Salzkristalle am Boden des Meeres bei stockender nachfolgender Bedeckung mit Salz, und zwar zu einer Zeit mit noch reichlichen Niederschlägen des gewöhnlichen, sehr feinkrystallinen anhydritischen Materials, welche schliesslich das Wachstum der Salzkristalle ganz überwucherten, nachdem sie besonders auf den mehr horizontal gelegenen Flächen reichliche dicke Interpositionszonen gebildet und den Salzkristallzuwachs gehemmt haben, während auf den freieren Seitenflächen mehr das Wachstum des Salzkristalls die Anhydritinterpositionen überwiegt. Wenn nun trotzdem noch einmal hier dieser Anhydrit das Ganze etwa 1 cm stark bedeckt, so ist nach einer kleinen Pause in dem Salzniederschlag diese seltsame Schicht doch die Einleitung der abnehmenden, nur noch in schwachen Flasern sich äussernden Anhydritbildung, denn eine Handbreit höher haben wir schon wieder grosskörniges, anhydritfreies Salz.

Etwa 75 cm tiefer findet sich im Salz noch eine zweite, aber nur 3 cm schwache Zwischenschicht von Anhydrit, welche durch den Einschluss von Thon und Sandschnitzen sehr beachtenswerth ist (vgl. S. 60, 96 etc.).

#### D. Das Liegende des Salzlagers.

0,80 m dichter Anhydrit mit bis zu 1 dm hohen Zonen mit groben Salzeinschlüssen als unmittelbar Liegendes des Salzes.

In der obersten Zone überwiegt zuerst noch das Salz über gleichzeitig auftretende grosse Anhydritknollen; nach unten aber erscheinen stärkere feinsandig-thonige Partien mit kleineren Anhydritlinsen und vereinzelt kleineren Salzeinschlüssen mit öfters noch eckigem Krystallumriss. Diese Krystalle

\*) Vergleicht man die Beschreibung, welche K. ENDRISS (Steinsalzformation im mittleren Muschelkalk Württembergs, 1898) von dem Salz von Heilbronn, wo man ganz besonders reine Verhältnisse zu erwarten hätte, gegeben hat, so könnte man zu dem Schlusse kommen, dass die fränkischen Lager ganz ausserordentlich viel reiner als die württembergischen seien. Jedoch ist hier in Betracht zu ziehen, dass man bei der Beschreibung einer solchen Schichtmasse unwillkürlich mehr Gewicht auf die wissenschaftlich interessanten Ausnahmsbildungen, als auf die Hauptmasse selbst legt, so dass das richtige Mengenverhältnis nicht klar im Eindruck des Lesers hervorgerufen wird. Vielleicht gilt dies auch von unseren augenblicklichen Ausführungen.

sind jedenfalls nicht im Thon gebildet, sondern nach dem Fehlen aller Stauchungserscheinungen in der Umgebung in den Thon niedergefallene, d. h. mit ihm niedergeschlagene und in ihm eingebettete Individuen. Auch die übrigen Zonen mit Salzkristallen zeigen die gleiche Erscheinung starker, glimmerführender, sehr feinsandiger Thoneinlagerungen mit nur kleineren Anhydritlinsen, dolomitisch-thonigen Knollen und zahlreichen, verschieden mittelgrossen Salzeinschlüssen; letztere haben nur zum Theil ihre eckige Begrenzung behalten; im Uebrigen sind sie mehr zugerundet, zum Theil in Folge von als zweifellos nachweisbaren Bewegungen der thonigen Masse in der Umgebung, theils auch in Folge von schwachen Annagungen durch die in dem thonigen Material kursierende Feuchtigkeit. Das unzweifelhafte Vorhandensein von lösenden Feuchtigkeiten in ganz geringer Menge, das wir oben an den verschiedensten Stellen und stets unter der Betonung bescheidener Verwandlungswirkungen feststellen konnten, ist auch durch sekundäre Neubildungen nicht ausgeschlossen: alle Grenzen der thonigen und anhydritischen Umgebung gegen die Salzeinschlüsse hin sind nämlich mit einem feinen Filz kleiner, röthlich gefärbter Haar-, Nadel- bis Tafel-förmiger Anhydritkryställchen besetzt, wie wir dies oben in einzelnen kleinen Spalten und Drusen im hangenden Anhydrit bei 5,5 m, von allerdings etwas stärkerem Grade, erwähnt haben. Der am schärfsten begrenzte, ganz intakte Salzkristalleinschluss in dieser Region findet sich in einem dolomitischen Knollen, wo die oben erwähnten beiden Einflüsse nicht zur Wirkung kommen konnten; an der Grenze zwischen dem dichten Anhydrit und den salzführenden Zwischenzonen sind im Anhydrit Stauungen und Rutschungen zu bemerken.

0,80—1,40 = 60 cm dichter Anhydrit mit vereinzelt thonigen und thonig-dolomitischen Bändern.

1,40—1,62 = 0,22 m Anhydrit, der in der oberen Hälfte eine Zone des Wechsels feiner, dunkelschwarzer thoniger und heller anhydritischer Bändchen zeigt; diese weist Rutschungen und an einer Stelle in starken Windungen und Fältelungen auch Stauungserscheinungen gegen eine eingeschlossene dicke Anhydritlinse auf; an der unteren Hälfte treten schmale, unregelmässig gelagerte, thonig-dolomitische Züge ein.

1,62—3,12 = 1,50 m dichter Anhydrit, oben noch mit vereinzelt, schmalen dolomitischen Bändern, welche aber nach unten an Zahl und Breite zunehmen und endlich den Anhydrit verdrängen.

3,12—7,92 = 4,80 m harter, dunkelschwarzgrauer, stark bituminöser Dolomit.

Von 16—22 cm zeigen sich einzelne, ganz mit Gyps gefüllte, beiderseits auskeilende vertikale Aufrisspalten. 10 cm tiefer findet sich eine 5 cm hohe Zone mit zumeist kleinen Anhydritlinsen, welche sich, nach unten etwas zunehmend, zu einem an der Liegendgrenze etwas unregelmässig horizontalen Band zusammenschliessen; 10 cm tiefer eine horizontale Gypsspalte mit anschliessenden kleinen, vertikalen Aufrisspältchen; 16 cm tiefer eine 7 cm hohe Ansammlung von grösseren Anhydritlinsen, von deren Grenze einzelne schief horizontale und vertikale, bald auskeilende, bis 2 mm dicke Gypsrutschspalten auslaufen; 60 cm tiefer eine horizontale Gypsspalte, darunter eine Zone mit einer grossen Anzahl zum Theil nicht mehr capillarer, vertikaler Parallelspältchen, von welchen das grösste durch ein jüngeres, halb drucksuturartiges Styolithenband mehrfach unterbrochen ist. Ganz zarte, fast capillare, vielfach auskeilende Vertikalspältchen durchziehen in weiterer Folge das sonst gleichmässige Gestein nach unten, ganz wie es in dem Berggrheinfelder Profil an gleicher Stelle erwähnt wurde; 16 cm über der unteren Grenze zeigt sich eine schwache Ansammlung kleiner Anhydritlinsen mit einer anschliessenden kurzen Gypsspalte, und an der unteren Grenze des Ganzen selbst ist ein ganz schmales Band feiner Anhydritfasern zu erwähnen.

Dass wir hier an der unteren Grenze des mittleren Muschelkalks angelangt sind, beweisen die an dem Bohrkerne anhängenden Fragmente einer schief aufgewölbten Schicht eines braungrauen, dichten Kalkes.

### III. Profile von Burgbernheim und Schwebheim.

Die Bohrpunkte von Burgbernheim und Schwebheim liegen am Süden des Steigerwalds, am Fuss der Frankenhöhe zunächst der Wasserscheide zwischen Main, Regnitz und Donau; sie sind ungefähr 2,25 km von einander entfernt, im oberen Quellgebiet der Aisch. Bezüglich des Anschlagpunktes ist die Lage genau

so gewählt, wie bei den übrigen Bohrungen, nämlich zunächst der Grenze von Lettenkohle und Keuper. Tektonisch ist seine Lage nach einer gewissen mittleren Entfernung zwischen dem Störungsgebiet von Rothenburg—Ansbach und etwaigen Zersplitterungsausläufern der Störungszone Kitzingen—Mainbernheim gewählt worden. Andererseits läuft hier (vgl. tektonische Karte Südwestdeutschlands), senkrecht zu diesen Verwerfungslinien gerichtet, nahe zusammenliegend eine Synklinal- und eine Antiklinallinie hindurch, welche nach Südwesten durch eine Verwerfung Hengstorf—Hall abgelöst scheint, die ihrerseits durch Querverwerfungen Hengstorf—Crailsheim und Vellberg—Ellwangen seitlich begrenzt wird. Ein der Burgberner Synklinal-Antiklinalregion entsprechendes Gebiet erscheint jenseits Vellberg und zieht südlich vom Salzwerk Wilhelmglück nach dem Ingelfinger—Murrhardter Sattel und scheint jenseits dieses in der Heilbronner Mulde seine Fortsetzung zu haben (diese letzteren Linien sind leider nicht in der tektonischen Karte Südwestdeutschlands eingezeichnet, vgl. Zeitschrift für praktische Geologie 1899, S. 153, Fig. 27). Die erwähnte Welle von Burgbernheim ist also ein Theil der Fortsetzung jener Mulde zwischen Schwarzwald und Odenwald, welche sich jenseits der nordsüdlichen Murrhardt—Ingelfinger Sattellinienrichtung und besonders der Ellwangen—Vellberg—Sindringen—Möckmühler Störungslinie in drei sonst gleichartig im südwestlichen Einfallen liegende Wellen (einer nördlichen Mulde und eines eng anschliessenden südlichen Sattels) theilen, von denen die nördliche nordwestlich Würzburg verläuft, die südliche südöstlich von Dinkelsbühl—Gunzenhausen, die mittlere aber unser Bohrgebiet so durchläuft, dass beide Bohrpunkte etwa im Streichen der Schichten, die nordöstlich gelegenen von Schwebheim, ungefähr 300—400 m näher der Synklinalaxe liegen. Nicht weit von diesem Gebiete nach NO. zu beginnen schon Muldenbildungen, welche unter dem Einfluss des grossen hercynischen Störungssystems von SO. nach NW. verlaufen; zu diesem Gebiete gehören jene Mulden, in welchen die Bohrpunkte von Kleinlangheim und Bergtheindorf liegen (vgl. oben); der von Schwebheim ist von ersterem 32,45 km entfernt.

Wir betrachten zuerst das Bohrloch von Burgbernheim, von welchem allein einzelne Bohrproben vorliegen, dann das vom benachbarten Schwebheim, welches gewisse bemerkenswerthe Mächtigkeitsunterschiede in gleichen Stufen aufweist (S. 62).

#### A. Erstes Bohrloch von Burgbernheim.

1. Von 2,47 m dunkelgrauen, vereinzelt eisenschüssigen Letten sind die obersten 1,30 m als Dammerde zu bezeichnen; darunter folgen 2. 6,10 m Thon mit Dolomitgeröllen, von dem eine obere Schicht von 1,17 m hellgelb, eine mittlere 0,34 m hellgraugrün, eine untere schmutzig-dunkelgrün gefärbt ist.

Diese Masse ist offenbar der Rest zerstörten und verlagerten Gypskeupers; erst hierauf folgen Proben anstehenden Gesteins, welche schon der Lettenkohle angehören.

1,43 m milder, grauer Schieferletten.

0,15 m stark mit kohligen Substanzen durchsetzte, schwarze sandig-thonige Schiefer.

5,16 m graue, vereinzelt von mehr thonigen Bändern und lettenschieferartigen, dünnen Zwischenlagen durchsetzte Dolomite.

1,17 m hellgrauer, glimmerreicher, deutlich körniger Sandstein mit vereinzelt kohligen Partikeln.

Zehnkohle

Ws

10,28 m wechselnd milder, thoniger, feinkörniger, sehr glimmereicher, hell und dunkelgrauer Sandstein mit kohligen Fragmenten. 1782

25,70 m fester, grauer Kalkstein, obere Hälfte des Hauptmuschelkalks; aus der Gesteinsreihe liegt als Probe ein fester, hellweisslichgrauer Kalk vor mit einzelnen, unregelmässigen Einschlüssen eines grauen Mergels und ziemlich zahlreichen Schalenfragmenten.

Die ungefähre Orientirung dieser Bank ist zufällig möglich durch ein Gesteinsstück aus der Sammlung des geognostischen Bureaus, das von Rothenburg stammt (linkes Tauberthalgehänge, Weg nach Leuzhausen; leg. Dr. LORETZ), welches mit anderen gleichzeitig gesammelten und in den Fossilien bestimmten Stücken ein ziemlich völliges Profil der hauptsächlichsten Vorkommen um Rothenburg gibt; sie sind um so eher in Betracht zu ziehen, als sie gerade in der Streichfortsetzung von Burgbernheim liegen. Es liegen von dort vor, von oben nach unten 1. Grenzbonebed (Langhof, Gattenhofen). 2. Trigonodus-Dolomit (Strasse nach Gepsattel), Handstück mit einem grossen Steinmergelknollen. 3. Dünngeschichtete knollig wulstige Bänke (zum Theil mit *Pecten laevigatus* vom Steinbruch unterhalb der Haltenmühle). 4. 0,3 m Kalkbank mit Zinkblende, Steinbruch bei der Walkmühle. 5. Schichten mit *Cer. nodosus var. compressus* SDB. von der Walkmühle (als mittlere Partie des oberen Muschelkalks bezeichnet). 6. Bank mit *Terebr. vulgaris*, als Vertreter der *Ter. cycloides*-Bank — also auch noch dem mittleren Haupt-Muschelkalk angehörig — bezeichnet; ausserdem liegt von dieser Region ein Handstück mit *Pect. laevigatus* vor; hellgraue, zum Theil dünnplattige Kalkbänke (Schmelzmühle, Mündung des Schandtauberthälchens ins Tauberthal). 7. Hellgrauer Kalkstein mit Mergelknöllchen, welches aussergewöhnliche Gestein völlig unserem Probestein von Burgbernheim gleicht, also wahrscheinlich der unteren Grenze der oben angegebenen 25,70 m angehört.

37,57 m Kalkstein mit Schieferletten, untere Abtheilung des Hauptmuschelkalkes; es liegt nur die Probe eines wenig orientierenden, versteinungsarmen, dichten, hellgrauen Kalkes vor, welcher aber jedenfalls ebensowenig für die ganze untere Gruppe charakteristisch ist, wie das ersterwähnte für die gesammte obere Gruppe.

Das nahe gelegene Profil von Rothenburg zeigt in Handstücken Bänke mit *Gervillia socialis Myoph. vulgaris* etc., eine Crinoidenbank 10 m über der unteren Grenze des oberen Muschelkalks (Steegmühle), Kalke mit *Rissoa dubia var. gregaria* SCHAUR. und als Grenzbildung einen kleinoolithischen, stylolithenführenden, gelblichgrauen Kalk von 1,05 m Mächtigkeit (Steegmühle bei Rothenburg); vgl. auch den „Rogenstein“ in PÜRKHAUER: Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Rothenburg 1867. — Beilage zum Jahresber. der k. Gewerbeschule Rothenburg 1866/67 und S. 93 Anm.

8,43 m Dolomit; die Probe zeigt capillare, mit bituminösem Anflug belegte Vertikal- und Horizontalspältchen.

42,60 m Anhydrit; die Probe zeigt einen dichten, völlig unberührten, hellgrauen, durch dunkler braungraue Bänder dolomitischen Materials feingestreiften Anhydrit; an der Basis zeigen sich in einem ca. 30 cm hoher Bohrkern Ansammlungen grosskörniger Salzeinschlüsse.

15,85 m Steinsalz mit zurücktretenden Verunreinigungen und mittlerem bis grösserem Korn.

Etwas über 2 m unter der oberen Grenze findet sich eine Anhydriteinlagerung von ca. 0,50 m; sie besteht sowohl aus dichtem Anhydrit, als aus Anhydrit mit Horizontalzügen eingelagerter kleiner Salzkryställchen.

Etwas 6 m unter der oberen Grenze (ca. 3,50 unter dem ersterwähnten Anhydrit) finden sich in einiger Entfernung von einander (der Anschluss der Kerne ist nicht sicher gestellt) zwei schmale Einlagerungen von thonigem bezw. sandigem Anhydrit, anhydritischem Thon und reinem, fleischfarbenen bis intensivrothem, feinkörnigem Quarzsand (vgl. Taf. I Fig. 3 und 4.)\*) Dieser Sand findet sich in beiden Bändern sowohl in eigenartigen ovalen Mulden, die auf eine seitliche Zusammenrutschung schliessen lassen, als auch in langgezogenen, seitlich auskeilenden

\*) Das Salz ist in Taf. I Fig. 3 und 4 am hellsten gehalten, die weitere Abtönung bis zu dunkelgrauschwarz zeigt den weniger oder mehr stark thonigen Anhydrit; die punktirten und gestreiften Partien stellen die Quarzandeinschlüsse dar.

Bändern, mit entweder einseitig oder zweiseitig abfallender, diagonalen Flusstreifung (letzteres als Querschnitt durch die Axe einer zungenförmig fortschreitenden Sandaufschüttung aufzufassen). Diese unregelmässigeren Gebilde sind oben scharf abgeschnitten durch ein Band sehr feingeschichteten bzw. geschieferten, desgleichen vereinzelt sandige Beimengungen führenden, und auf den Abblätterungsflächen Glimmer zeigenden, thonigen Anhydrits und anhydritischen Thones. Darauf liegt in beiden Fällen mit ziemlich ebenflächiger Unterseite sofort in einem Fall mehr und im andern etwas weniger reines, mittelkörniges Salz; auch zeigen sich Anhydritbänder mit sehr kleinen Salzkörnern. — Weniger regelmässig ist die Unterfläche dieser Einschaltungen gegen das liegende Steinsalz; ihr zackiger Contur lässt sofort die Anschmiegung des Niederschlagsmaterials an die freie Oberfläche von Salzkristallen erkennen, welche am Boden als Kruste zu einer Zeit in die Höhe gewachsen sind, wo die Soole hier noch so dicht war, dass ein Wachsthum der liegenden Krystalle noch stattfinden konnte, in der Höhe aber schon Verdünnungen eingetreten sind, welche eine Bildung schwebender bzw. niedersinkender Krystalle unmöglich machten. Eine Folge davon ist, dass sich auch zwischen die am Boden wachsenden Individuen während ihrer Entstehung schon sandig anhydritische Niederschläge einsenken mussten, die nicht nur in senkrechten zackigen Säulen den Zwischenraum ausfüllten, sondern auch als lagenweise „interponirte“ Verunreinigungen der Salzkristalle selbst auftreten. Wir haben ähnliche Bildungen im Kleinlangheimer Profil sowohl zwischen reinem Anhydrit und Salz, als auch daselbst und im Bergheinfelder Profil zwischen Anhydrit und Dolomit S. 56 bzw. 28 kennen gelernt.

Wie die oben erwähnte Anhydriteinlagerung 2 m unter der oberen Salzgrenze dem Zwischenanhydrit im Salzlager von Kleinlangheim entspricht, so werden die beiden letzterwähnten Zwischenlagen der daselbst 3,60 m unter diesen Zwischenanhydrit liegenden Anhydritbank mit den in Vergleich gezogenen Salzkristallen mit lamellosen Anhydritinterpositionen und der 75 cm tiefer liegenden Lage von Anhydrit mit Sand und Thonschmitzen gleichzustellen sein vgl. S. 56.

Eine ganz ähnliche Erscheinung zeigt sich am unteren Ende des Salzlagers nahe an der Grenze gegen den liegenden Anhydrit; die Basis der Anhydriteinschaltung mit untergeordneten Thon- und Sandbeimengungen zeigt wieder etwas weniger regelmässig, jedoch deutlich senkrecht angeordnete Anhydriteinmengungen zwischen den zuerst kleineren Salzkörnern, welche, nach oben stärker werdend, sich horizontal zusammenschliessen und nach geringen Unterbrechungen durch grössere Salzkörner sich der erwähnten Zwischenlage anschliessen; während die obere Grenze ziemlich ebenflächig ist, erscheint daher die untere dagegen sehr unregelmässig, wie früher auch erwähnt wurde. Das Zwischenband selbst ist verschieden, an der einen Seite 2,5 cm, an der anderen 4 cm dick; letztere Anschwellung kommt von einer Senkung in der Unterlage und im Bereich dieser Senkung zeigt sich eine Salzeinschaltung, welche durch diese Mulde verursacht ist. Man sieht, dass man hier noch in einem Stadium der Schwankung der Soole um den Punkt der aufgehörenden Anhydrit- und der beginnenden Salzausscheidung sich befindet, dass die Dichtigkeit der Soole, die zum erwähnten Process leitet, erst in kleineren Vertiefungen des Meeresgrundes eintritt, der Process aber auch sofort wieder durch Verringerung der Soolendichte abgeschnitten werden kann. Diese bringt im letzteren Falle wieder reichlich feinsten, schwarzen Thon und feine Sandschmitzen mit, welches mit zuerst starker Anhydritbeimengung das Ganze nahezu horizontal abschliesst. Auch das darüber liegende grössere körnige Salz zeigt noch vereinzelte Krystallzwischenausfüllungen von Anhydrit.

17,55 m liegender Anhydrit bis zum Beginn des Wellenkalkes. In diese Gruppe sind natürlich die nie fehlenden liegenden Dolomite, wenn nicht auch noch die durch eine schwache Kalkeinschaltung in Bergheinfeld hiervon nicht sehr deutlich unterschiedenen dolomitischen Myophorienschichten einbegriffen (vgl. S. 41).

Die Proben des Anhydrits gehören 1. mit ca. 35 cm der unmittelbaren Basis des Salzlagers an, als ein Aequivalent des Kleinlangheimer Anhydrits mit Salzeinschlüssen, und 2. der Mitte des liegenden dichten Anhydrits. Erstere Kerne zeigen sowohl dichten Anhydrit, als unregelmässig thonigeflaserten Anhydrit, sowohl mit einer schwachen horizontalen Salzschiebt, als auch mit meist etwas verzogen eckigen Salzeinschlüssen; letztere halten sich an eine schiefe und unregelmässig horizontal gelagerte Zone aus Anhydritfasern, mehr und weniger anhydritischen, sowie auch dolomitischen und reineren Thonbändern und -schmitzen, genau wie bei Kleinlangheim. Die Probe aus dem mittleren Anhydrit zeigt einen sehr massiven, unberührten, scharf gebänderten Anhydrit. Die Bänderung ist, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, durch viel weniger anhydritischen Dolomit verursacht, genau wie in den gleichen Schichten von Bergheinfeld und Kleinlangheim.

Ein interessantes und wichtiges Verhalten ist in Taf. I Fig. 6 aus dieser Zone dargestellt und gewährt einen Einblick in die Vorgänge während der Ablagerung. Die Figur zeigt eine

excentrisch den Kern durchkreuzende Störung; rechts ist ein Theil der Kernoberfläche selbst dargestellt, links die Oberfläche des äusseren Theils eines radialen Schnittes; man erkennt eine Absenkung nach dem Innern des Kerns, welche sich wohl in den Bändern und Linsen eines helleren und eines trüberen Anhydrits, als auch in zwei Streifen dunkel und heller gebänderten Dolomits, der noch ganz schmale Anhydritzwischenlagen zeigt, kennzeichnet; die Absenkung ist normal, sie erfolgt in der Neigungsebene des Sprunges; Bruchstücke des Dolomits sowohl, als auch des Anhydrits, liegen in der weitklaffenden Sprungöffnung, welche im Uebrigen durch ganz dichten Anhydrit völlig ausgeheilt ist. Dieser Anhydrit unterscheidet sich in Nichts von der trüberen Anhydritvarietät in den verworfenen Partien selbst, noch von dem der darüberliegenden sowohl im Korn, als in der Farbe, so dass eine Trennungslinie gegen die anstossenden primären Anhydritschichten nicht zu erkennen ist; man sieht keine Spur einer Gypsbildung, noch körnige, luckigere Anhydritansammlung, wie man solche bei sekundärer Krystallisation des Anhydrits zu beobachten Gelegenheit hat. Die Spaltenfüllmasse ist daher offenbar primärer Anhydrit, welcher sich bei der Bildung des Hangenden in die während der Ablagerung entstandene Spalte hineinsenkte. Damit stimmt eine auffällige Erscheinung im hangenden Anhydrit; dieser zeigt um den ganzen Kern herum ein schwaches Dolomitbändchen, welches sich aus zuerst maschig-flaserigen Dolomiteinlagerungen oben zusammenschliesst. Dieses Bändchen senkt sich ungebrochen in die Spaltfüllmasse mehr und weniger herein, es füllt also diese Vertiefung aus und erscheint durch einen nachträglichen schwachen Zusammenschub in einem der Absenkung und Zerreiſung entgegenstehenden Sinne noch etwas zusammengefältelt; ein höheres auf der rechten Seite deutliches Dolomitbändchen macht die Vertiefung schon viel weniger mit; der darüber folgende Anhydrit ebnet die Vertiefung noch deutlicher auf beiden Seiten aus, und das letzte Dolomitbändchen ist nahezu horizontal gelagert. Der Anhydrit ist überall völlig unberührt und nirgends ist von einer Gypsbildung, kurz von spaltensekundären Einwirkungen etwas zu sehen. Diese Bildung beschliesst die mehrfach erwähnten Vorgänge während der Ablagerung der salinischen Gebilde, welche sich in Gekröseerscheinungen, Verwerfungen und Breccienbildungen deutlich äussern.

Der Wellenkalk ist durch eine Probe typisch knollig-wulstigen Kalkes mit unregelmässigen Thonschlieren beglaubigt.

### B. Zweites Bohrloch von Burgbernheim und die beiden von Schwebheim.

Das zweite Bohrloch von Burgbernheim ist von dem ersten etwa 24 m in rein nordwestlicher Richtung entfernt und trotzdem zeigen sich bemerkenswerthe Eigenheiten. Der ganze Salzcomplex ist um 25 cm schwächer. Während die hangenden Dolomite sich ziemlich gleich bleiben, nimmt der Hauptanhydrit von 42,60 auf 42,14 ab. In dem benachbarten Schwebheim\*) nimmt der Salzcomplex mit 1,30 oberem Zwischen-Anhydrit von 15,58 auf 18,26 zu; die hangenden Dolomite um 90 cm, der dazwischen liegende Hauptanhydrit sinkt um 3,33 m. Es ist kein Zweifel, dass die Zunahme des Salzes an der Verringerung des Anhydrits schuld ist, wie dies auch (vgl. unten) an anderer Stelle der Fall ist, so dass der Anhydrit hiermit eine gewisse Ausebnung der Niederschläge bewirkt.

In hohem Grade auffällig ist vom ersten Bohrloch zum zweiten die Zunahme des oberen Muschelkalkes um beinahe 9 m, welche Zunahme völlig auf die obere Region der Kalke und nicht auf die der Schieferthone fällt (von 25,70 auf 34,25). Diese Zunahme scheint für das Schwebheimer Bohrloch ungefähr gleich zu bleiben, fällt zuerst wieder von 71,50 auf 70,03 und steigt im zweiten 48 m entfernten Bohrloch wieder auf ca. 71,50. An eine Verwerfung mit Hebung ist nicht zu denken, da die Salzgrenzlinien, wie erwähnt, gleichbleiben, die Anhydrit-, Dolomit- und mittlere Hauptmuschelkalkgrenzen sich sogar senken. Es bleibt also eine absolute Zunahme der oberen Hälfte des Hauptmuschelkalkes um 9 m in sehr raschem Tempo auf 24 m Länge; diese Erscheinung ist auch durch das von Eb. Fraas (Begleitworte zu den Atlasblättern Neckarsulm, Oehringen und Oberhessach. Stuttgart 1892) gegebene Profil bestätigt. Man sieht, wie wenig sicher es ist,

\*) Wie erwähnt, liegt der Bohrpunkt Schwebheim bedeutend näher an der südlich davon hinziehenden Synklijalaxe der Burgbernheimer Mulde, welche mit der alten Ablagerungsvertiefung keinen Zusammenhang hat, sie vielmehr durchschneidet. Die Schichten erreichen daher in Schwebheim sämmtlich eine viel bedeutendere absolute Tiefe.

die obere Muschelkalkgrenze ohne zuverlässigere tiefere Grenzen als ein constantes Horizontalniveau zur Feststellung von Störungen zu benützen.

Wenn man die Richtung der Zunahme des Salzes allgemein als auf eine Tiefenregion hinweisend annimmt, so zeigt sich dies hier weiter noch in dem Abfall oberer Anhydrit- und Dolomitgrenze vom ersten zum zweiten Bohrloch in nordöstlicher Richtung und von da zu den Bohrpunkten von Schwebheim. Die Zunahme des oberen Muschelkalkes könnte daher nach dieser Tiefenregion durch eine primäre Zusammenrutschung erklärt werden. KOKEN bespricht in seinen Begleitworten zur Spezialkarte von Kochendorf (Stuttgart 1900) die Gekrösekalke des obersten Muschelkalkes und vergleicht sie in der äusseren Form mit den Gekrösegypten, welche durch Quellung von Anhydrit entstanden. Die meisten dieser Gekrösegypte sind aber ursprünglich schon Gekröseanhydrite gewesen, wie ich dies von Kleinlangheim abgebildet habe, und wie solche HAMMERSCHMIDT unter den gebänderten Anhydriten beschreibt. Diese Gekrösebildung halte ich für Rutschungsfolgen und glaube, dass Aehnliches auch für unseren oberen Muschelkalk gelten kann; vielleicht ist diese Periode als die des besonders prägnanten Abschlusses der plastischen Zusammendrückung des Salzes unter dem allmählich wachsenden Druck der Bedeckung anzusehen, vielleicht auch eine Begleitung der Bodenbewegungen, welche das obere Ende des Muschelkalkes und den Beginn der Lettenkohle markieren.

Bemerkenswerth ist in dieser Hinsicht die Zunahme der unteren Lettenkohlenstufe (graue sandige Schiefer und Sandsteine) nach dem hypothetischen Beckeninnern zu von 10,82 und 1,17 auf 10,65 und 3,13; bei Schwebheim steigen dann die Sandschiefer und Sandsteine von 11,88 auf ca. 17 m, wobei zu bemerken ist, dass die Kohle sich mehr am Rande, also im ersten Bohrloch einschaltet.

## Allgemeiner Theil.

### 1. Die Zerspaltungerscheinungen in den erbohrten Gesteinen.

Betrachten wir diese vorauszuschickenden Erscheinungen in zusammenfassender Weise zuerst beim Anhydrit von Bergheinfeld, so ist vor Allem etwas über die Schichtung überhaupt zu erwähnen; die hier zu beobachtenden Gesteine, untergeordnete Kalkmergel, meist anhydritisch-thonige und reinere Dolomite, thonig-dolomitische und reinere Anhydrite, zeigen seltener sehr scharfe horizontale Schichtungsgrenzen; meist liegen kleinere Uebergangszonen vor; eigentliche wohlgeschichtete und durch ganz schwache, zwischengelagerte thonige Materialien von einander geschiedene Bänke liegen fast nirgends vor. Trotzdem zeigen sich eine grosse Anzahl horizontaler Ablösungen, welche fast sammt und sonders mit Gyps, quergestellten Fasergyps, horizontalen Gypsplatten und grobkörnigem Gyps dicht durchsetzt sind. Das sind Alles Ausfüllungen mehr oder weniger regelmässiger Horizontalklüfte, welche völlig zugeheilt sind und von capillarer Feinheit bis zu 3 cm Stärke vorkommen können; die meisten haben eine mittlere Dicke von 1—1,5 cm. Ich habe die Ueberzeugung gewonnen, dass alle derartigen Fasergypsbänder sekundärer Entstehung sind und auf einer reichlichen, tektonisch entstandenen Horizontalzerklüftung der Gesteine beruhen. Das Charakteristische dieser Zerklüftung ist, dass sie sich fast lediglich an der faciellen Grenze von übereinanderfolgenden Gesteinen hält, diese sowohl scharf durchschneidet, aber auch von ihnen schwach abgeneigt abspringt, sich aber doch nicht so weit von diesen Grenzen entfernt, dass man nicht stets noch den Eindruck behält, dass die an ihnen sich auslösenden, bei seitlichem Gebirgsdruck entstehenden Spannungsdifferenzen an dieser Horizontalzerklüftung schuld sind; diese anderweitig schon häufiger gemachte Beobachtung habe ich

(Zeitschrift f. prakt. Geologie 1899, S. 164) verwerthet, um auf die Möglichkeit gebirgs-innerer Horizontalzerklüftungen der Gesteine ohne irgend welchen nothwendigen Rückschluss auf davon unabhängige Vertikalzerklüftungen hinzuweisen. Dies gilt auch für den vorliegenden Fall; die Zahl der Gypslagergänge können im Anhydrit von Bergheinfeld mit ca. 180 auf 60 m geschätzt werden. Hierzu steht nun die Vertikalzerklüftung in gar keinem Verhältnis. Ausser der an die Horizontalzerreissung sich anschliessenden mehr capillaren und jener ganz untergeordneten, lokal bleibenden Zerklüftung, hauptsächlich in harten spröden Anhydriten und Dolomiten, treten nur drei Vertikalspalten ein, von welchen nur eine auch wieder austritt, d. h. nicht wenigstens an einer Seite an Horizontalspalten ihr Ende findet. Diese haben keine steilere Stellung als ca. 40°. Wollte man nun nicht diese Neigung allein, sondern die Schwankungen, wie bei der Horizontalzerreissung mit 20—25° um die Horizontale, als Maass für den Eintritt von Vertikalspalten in die Kernsäule annehmen, so müssten im Verhältnis zu drei Horizontalzerreissungen auf 1 m, bei einer Kerndicke von 0,12 m auf 60 m Höhe doch bedeutend mehr stehende Spalten vorliegen als gerade nur drei, woraus zu folgern, dass die vertikale Zerspaltung in der weiteren Umgebung des Bohrloches bei weitem nicht das Maass der horizontalen haben kann. Dies lässt sich schon daraus schliessen, dass, wenn beide sich nur annähernd gleich wären, die Gesteine in einem ganz wesentlich stärker verändertem Zustande vorliegen müssten, da zudem die Zuleitung der Süsswasser durch die Vertikalklüfte eine viel ungehindertere wäre. Es müssten dann auch die hangenden Gesteine im Hauptanhydrit ungleich mehr alterirt sein, wovon aber das Gegentheil der Fall ist. Endlich ist es mir überhaupt fraglich, ob die vereinzelt vertikalen Klüfte weit hinaufreichen und nicht zu lokalen Vertikalverbindungsspalten der Horizontalzerklüftung gehören, welche an der oberen Grenze der Anhydritgruppe gegen den Hauptmuschelkalk eine selbstverständliche Erscheinung ist; trotzdem jene in den ersten 6 m unter dem letzteren auftreten, zeigen sie bloss Gyps und keine Spur von Calcit, der überhaupt in keiner der dem Kalk so überaus nahen Region nachzuweisen ist.

Aehnliche Erscheinungen zeigen sich in Bergheinfeld vom Wellenkalk abwärts bis ins Röth; die vielen Thonzwischenlagen zeigen in gewisser Region des ersteren zahlreiche Rutschflächen, die mit Kalkspathharnischen sowohl horizontal durch die Thonzwischenlagen hindurchgehen, als auch bloss im Thon verlaufen; die hierbei häufig durch die Uebereinanderschichtung der Unregelmässigkeiten der Kalkbänke entstehenden Hohlräume sind dann durch körnigen Kalk ausgefüllt; dies gilt besonders für die liegenden Schichten des gleich besprochenen Vertikalgangs (S. 46). Auch im Wellendolomit und Röth hat man einzelne Horizontalrutschflächen mit Gypsharnischen und schwach nach oben sowie unten sich verzweigenden und auskeilenden Seitenspältchen.

Das Hauptinteresse im Wellenkalk nimmt aber das 4,60 m hohe Gangsystem zwischen den zwei Schaumkalkbänken in Anspruch. Während in der oberen Schaumkalkbank noch Gypseinlagerungen und capillare Spältchen mit Gyps und Calcit zu beobachten sind, tritt in dem unmittelbar tiefer liegenden Wellenkalklager bis zur unteren Schaumkalkbank keine Spur von Gyps mehr auf; das ganze Spaltsystem ist hier völlig mit Calcit ausgeheilt, dem in nicht unerheblichem Maasse Flussspath beigemischt ist. — Wir sind daher hier in einem, offenbar mit dem Hangenden in gar keiner wesentlichen Beziehung stehenden Gangsystem, das sich als lokale Querzerklüftung von jedenfalls weit reichender horizontaler Ausdehnung,

bezeichnender Weise an der oberen Grenze des Wellenkalks befindet und zwar zwischen den zwei massigen Schaumkalkbänken liegt. Der Gang besteht zudem aus mehreren Theilstücken; das untere Ende des unteren Abschnitts kann durch Verschiebung seitlich in die Kernsäule hereingerückt sein, hätte also eine tiefere seitliche Fortsetzung; sein oberes Ende macht aber völlig den Eindruck einer selbstständigen Endigung an einer Horizontalkluft. — Ein weiterer selbständiger Abschnitt des Systems tritt ohne Vertikalverbindung mit dem untersten Theil in zwei Parallelspalten auf, von welchen die eine unten in die Kernsäule eintritt, die andere hauptsächlich frisch in ihrer Mitte beginnt; erstere zerspleisst sich nach oben und verschwindet, letztere tritt aus dem Kerne heraus; neben jener beginnt im Kerninnern ein neuer mit 68 cm, zuerst capillar anfangend und in capillarer Zersplitterung endigend; eine nächste Abtheilung mit 58 cm Höhe beginnt und endet gerade so auffällig sich zuspitzend mit capillarer Zerspleissung.

Thatsache ist also, dass die oberen Enden der Spaltunterbrechungen (das ist durch die Kernfolge zweifellos sicher gestellt) nie auf eine vertikale Fortsetzung in die Höhe hinweisen, dass dagegen eher zwei untere Endigungen eine solche in die Tiefe hinein vermuthen liessen. Aber auch das ist höchst unwahrscheinlich, weil an den übrigen Theilen und den vereinzelt sie begleitenden Parallelspalten obere und untere Endigungen gleichwerthig sind. Da nun das ganze System zweifellos ein einheitliches Hintergebiet hat, so scheinen mir die erwähnten Thatsachen nur dadurch erklärt werden zu können, dass sie eben horizontal seitliche Fortsetzungen eines einheitlichen, den Horizont quer durchsetzenden Spaltensystems darstellen. Dies wird nicht nur durch seine eigenthümliche Begrenzung zwischen den zwei Schaumkalkbänken gestützt, sondern auch dadurch, dass die Fortsetzungen der Gangstücke durch den Bohrkern (von 10,5 cm Diam.) hindurch von einer Seite zur anderen eine gleichzeitige Abnahme sowohl an Dicke, als auch an Höhererstreckung (besonders der oberen Vertikalendigung) und zwar an den verschiedenen, getrennten Gangstücken in gleichem Sinne und gleicher Richtung erkennen liessen.

Was das auffällige Vorkommen von Flussspath betrifft, so dürfte es, im Allgemeinen genommen, eher auf eine Vertikalverbindung nach grösserer Tiefe mit erhöhten Temperaturverhältnissen eines  $\text{CO}_2$  führenden Wassers und auf einen Absatz in den höheren kühleren Lagen hinweisen, als auf eine Ausscheidung von Vertikalversitzwassern in nur ca. 245 m Tiefe. Hiefür könnte vielleicht auch das spurenweise nachgewiesene Vorkommen von Fluor in den Zechsteinsoolen Unterfrankens angeführt werden. Da nun Bergrheinfeld in Mitte einer Mulde liegt, so wären vielleicht Spannungszerreissungen von unten nach oben mit gleichartig aufsteigenden Gewässern anzunehmen, um dies Vorkommen zu erklären.

Ich glaube indessen, dass man so weit nicht zu gehen hat; das Vorkommen von Fluorcalcium als Concentration in marinen Kalksteinen ist häufiger nachgewiesen und hat auch seinen guten Grund; Fluorcalcium kommt in Schalen von Seethieren, Korallen und Wirbelthierknochen vor, gelangt so auch weit transportabler und zertheilbarer in die Koproolithen und endlich in feinsten Vertheilung auch in versteinungsreiche Kalke. Der Schaumkalk mit seiner starken Zertrümmerung aller möglichen Schalenfragmente scheint mir daher vor allen anderen Lagern des Wellenkalks zu einer solchen Anreicherung von Flussspath geeignet. Vor Allem wäre daher in Uebereinstimmung mit unseren obigen Ausführungen anzunehmen, dass die lösenden Wasser lange in diesem Horizonte verweilen mussten,

sowohl um grössere Mengen zu lösen, als auch an bestimmten Stellen der Stauung lokal wieder abzusetzen.

Was das Profil von Kleinlangheim betrifft, so zeigen die Proben aus dem hangenden Dolomit die horizontalen Gypsspalten gerade so wie die aus Bergrheinfeld. Desgleichen zeigen sich im Hangenden des 30 m starken Salzes — und das hauptsächlich innerhalb und in der nächsten Umgebung von den daselbst zahlreicheren Thonzwischenlagen auch schwache Rutschspalten mit Gypsharnischen (S. 94); trotzdem sind hier die sekundären Wirkungen recht geringe, wenn auch auffällige. An anderen Orten zeigen diese an thonigen Zwischenlagen reichen Schichten\*) zwischen dem Hauptanhydrit und Steinsalz viel häufigere Horizontalzerreissungen, welche mit Fasergyps ausgefüllt sind; auch ist dies in Bergrheinfeld an gleicher Stelle der Fall und in nicht unbeträchtlicher Weise auch in den schieferthonreichen Schichten des oberen Hauptanhydrits; an mehreren Stellen zeigten sich hier brecciöse Bildungen, besonders im anhydritischen oder dolomitischen Schieferthon selbst; diese Bildungen sind nicht etwa auf Auslaugungen zurückzuführen, es müssten dabei die Thonschichten in hohem Grade „verlettet“ sein; dies ist durchaus nicht der Fall; die brecciösen Lagen zeigen in hohem Grade frische Bruchstücke; sie sind daher wesentlich dynamischer Entstehung. Ueberhaupt zeigt sich fast nirgends in den vielen Gypsspalten so etwas wie Spaltletten: die überall im Anhydrit mit fein vertheilten NaCl sich anreichernden Feuchtigkeiten lösten rasch und viel Gyps auf, setzten ihn bei weiterer Anreicherung rasch wieder ab, ehe die thonigen Schichten in grösserer Masse zur Verletzung kommen konnten. Die vorhergehende dynamische Zerkleinerung erleichterte den Process der Gypsanreicherung und seines Absatzes. Wenn aber die Auslaugung normal gelagerter Schichten, besonders solcher mit thoniger Grundmasse, die Ursachen ihrer Zertrümmerung wäre, so müsste mit dem Gypsabsatz in jedenfalls einigermaßen bemerkenswerthem Maassstab auch die Umwandlung des Muttergesteins und eine Verschleppung der feinsten thonigen Bestandtheile in die offenen Spalten verbunden sein. Davon ist aber auch gar nichts zu bemerken.

Für das Cursiren der Feuchtigkeit in den horizontal begrenzten Lagen sind noch folgende Thatsachen von Bedeutung: Ein Vertikalaufriiss im Salzhangenden von Kleinlangheim zeigt in dem sekundären Belag von Anhydritkrystallen eine nach eingeschalteten Dolomitbändern wechselnde Färbung der Krystalle durch Eisenoxyd; dies zeigt sich auch im Profil von Burgbernheim beim Durchsetzen von Spältchen durch Thon und Sand. Im Profil Bergrheinfeld findet sich eine solche bänderweise Unterscheidung in der Auskleidung von vertikalen Spaltwänden mit Gyps oder Kalkspath, je nach mehr oder weniger bituminös gefärbten Bändern eines sonst gleichartigen Kalkes aus der oberen Schaumkalkregion. Das scheint mir darzuthun, dass in sehr vielen Fällen das im Gebirg je nach grösserer und geringerer Durchlässigkeit der horizontal verbreiteten Gesteinsarten cursirende Wasser hauptsächlich horizontal weiter geleitet wird und an der Verdunstungsoberfläche vertikaler Spältchen auch am Ausstreichen dieser Horizonte eigenartige Krystallabsätze entstehen. Ich habe schon (Zeitschr. für praktische Geologie 1899, S. 164) auf Grund ähnlicher anderweitiger Beobachtungen davon gesprochen, dass es durchaus nicht nöthig sei, bei krystallinischen Spaltenausfüllungen stets an Absätze von in diesen Spalten selbst stehenden und cursirenden Gewässern zu

\*) Hierbei ist auch an die hier schon so häufigen Ablagerungsunregelmässigkeiten zu erinnern, welche solchen sekundären Wirkungen vorgearbeitet haben (vgl. Taf. I Fig. 1 u. Fig. 6, Taf. II Fig. 1—4).

denken, sondern an die in den Gesteinen cursirende Bergfeuchtigkeit, welche dann an Vertikalspalten ausschwitzt und verdunstet. Diese Feuchtigkeit ist es auch, welche am leichtesten, je nach der Horizontalstruktur der Gesteine, in der Horizontalen festgehalten wird und sich mit den dem Horizonte eigenartigen Substanzen am leichtesten sättigt; sie verdunsten an den Spaltgrenzen auch am leichtesten, während in Spalten stehende oder cursirende Gewässer der Hauptursache der Krystallauscheidung, der Verringerung des Lösungsmittels, oft entbehren.

X Hier anzuschliessen ist noch die kurze Allgemeinbetrachtung der aus dem eigentlichen Salzlager von Kleinlangheim oben besprochenen kleinen Zerreißungserscheinungen. Während sie im Hangenden und Liegenden eigentlich spärlich sind, erscheinen sie auffälliger Weise in den das Salzlager unmittelbar begrenzenden und besonders an den in ihnen eingeschlossenen Anhydritbänken. Es sind dies nur Horizontalzerreißungen im Anhydrit und stets mehr oder weniger an die Anhydritbänder und Sandschmitzchen mit kleineren primären Salzeinschlüssen angegliedert. Sie sind meist mit körnigem Salz ausgefüllt, das häufig sehr feine, nach den Würfelflächen eingeschlossene Anhydritinterpositionen zeigt. Trotzdem eigentlich alle gewöhnlichen Anzeichen sekundärer Bildung fehlen, ist es kein Zweifel, dass hier spätere Zerreißungen und sekundäre Erfüllungen mit Salz vorliegen.

Diese auffällige Erscheinung ist nur dadurch zu erklären, dass offenbar die Salzregion in Folge der Plasticität des Steinsalzes ein Gebiet starker innerlicher Zusammendrückungen war, dass hier Bewegungen gegen die angrenzenden und eingeschlossenen Anhydritlagen stattfanden und innerhalb dieser wieder die Horizontalzüge der Salzeinschlüsse in ähnlicher Weise Ursache von Horizontalbewegungen wurden. Als unregelmässig im Schichtenverband eingeschlossene Masse musste ausserdem das Salzlager bei jedem eintretenden Seitendruck, Neigungsverstärkung oder verstärkten Vertikaldruck in seiner eigenen Umgebung zu unberechenbaren Verschiebungen Anlass geben, welche Wirkungen besonders seitlich weit über die eigentlichen Grenzen des Lagers, jedoch noch in seinem Niveau, sich fortsetzen mussten. So konnten auch in beschränkter Weise süsse Wasser von der Seite an das Lager herantreten, die sich sehr bald sättigten und zu den sekundären Ausfüllungen der entstandenen Horizontalspältchen beitrugen. Während im Sättigungsgebiet selbst keine Umwandlung von Anhydrit in Gyps und keine Gypsauflösung stattfinden konnte, mussten in weiterer Umgebung des Lagers durch Gypsbildung die Horizontalzuflüsse wieder gestaut werden, und die Ausdehnung des Lagers blieb wesentlich die ursprüngliche, wie ja auch die erwähnten Erscheinungen im Einzelnen minutiös genannt werden müssen.

In allgemeiner Zusammenfassung der vorgetragenen Thatsachen und Erwägungen haben wir zu betonen, dass in diesen vom Ausstreichen der Formationsglieder ziemlich fernen Tiefengebieten die Vertikalzerklüftung eine sehr geringe Rolle spielt, dagegen aber die Horizontalzerklüftung eine viel bedeutendere. Im Allgemeinen lässt sich auch ableiten, dass schon bei jeder Erhebung eines Schichtcomplexes zu einer noch so schwachen schiefen Ebene in den verschiedenen gefesteten, widerstandsfähigen und biegsamen Einzelschichten separate Bewegungen stattfinden müssen, und zwar sowohl zu allererst nach den vorgebildeten Schichtfugen oder nach den faciiellen Trennungsflächen von mit einander eng verwachsenen, verschiedenartigen Gesteinen; hierbei sind je nach eintretenden Hindernissen auch annähernde Parallelzerspaltungen inmitten des Gesteins zu erwarten. Mir scheint es, dass alle derartigen Flächenspaltbildungen für die Zuleitung der Versitzwasser in grössere Tiefen vom

Ausstreichenden her in viel geringerem Maasse beachtet werden, als sie es verdienen. Zur allgemeinen Erklärung der Oeffnung und Ausweitung von Spalt- oder Schichtfugen, welche an sehr vielen Stellen zweifellos nicht der spaltauslaugenden Thätigkeit des Wassers zugeschrieben werden können, kann man sich deswegen nicht etwa auf tiefere Salzauslaugung und ruckweises Nachrutschen beziehen, weil die gleichen Bildungen in beiden Profilen auch unter dem Salz bis in den Schaumkalk vorkommen; im tieferen Wellenkalk zwar nicht mehr, schwach erst wieder im Röth. Ich erkläre mir daher die zahlreich klaffenden horizontalen Spalten durch Schub und Hebung in Folge von Seitendruckwirkungen. Im folgenden Capitel werden wir eine Reihe von Erscheinungen betrachten, welche den Wirkungen auf solchen horizontalen Spalten eine noch grössere Ausdehnung zuerkennen.

## 2. Drucksuturen und Styolithenbildung in Dolomiten, Kalken und Kalkmergeln.

Zur Einleitung besprechen wir kurz zuerst die in den Kalkmergelschichten an der Basis des Hauptanhydrits zugleich mit Styolithen vorkommenden Entkalkungsspalten des Profils Kleinlangheim und Bergrheinfeld. Es sind (vgl. Taf. III Fig. 1—3, Taf. V Fig. 7) dies horizontale Zerreiungsspalten mit starker Zertrümmerung der anliegenden Gesteinspartien; sie ziehen sowohl mitten durch gleichmässig struirtes Gestein hindurch, als auch verlaufen sie zunächst von darin eingeschlossenen Anhydritbändern. Ihre obere und untere Grenze ist sowohl gradlinig, als höchst unregelmässig, dann stets eigenartig ausgenagt; sie sind erfüllt mit einer dunkelbraunen, kalkarmen bis kalkfreien Thonmasse, welche als Auslaugungsrückstand anzusehen ist und theilweise eine den oberen und unteren Umrandungsunregelmässigkeiten gleichlaufende Lagerung erkennen lässt. Diese thonige Masse schliesst auch noch Trümmer des weniger bis nicht angenagten Gesteins in sich, deren Erhöhungen und Vertiefungen ganz unverkennbare Beziehungen zu Vertiefungen und Erhöhungen der Spaltenränder zeigen und möglich zum Theil auch erst im Verlauf der Auslaugung von jenen durch Druck und Abschnürung abgetrennte Vorragungen sind. Weiter ist unverkennbar, dass alle Begrenzungen, welche nicht horizontal sind, eine gewisse Neigung zur Vertikalen haben; dass besonders häufig an dem Spaltenrand selbst die Abbiegungen von der Horizontale auffällig steil sind. Hiermit in Zusammenhang stehen kleinere von den Horizontalspalten abzweigende Aufrisspältchen, welche eine sehr auffällige und wichtige Erscheinung zeigen; von ihnen geht nämlich auch eine Entkalkung der Nachbarpartien aus, jedoch findet dieselbe nur in der Horizontalen statt; selbst an der äussersten Spitze erkennt man nicht einen rundlichen Entkalkungshof, dessen Mittelpunkt die Spaltendigung wäre, sondern horizontale, fähnchenartige Entkalkungszacken. Etwas Gleiches zeigen auch die im Lösungsrückstand eingeschlossenen Trümmerchen in den Hauptspalten: die steiler stehenden Trennungszonen sind ganz wesentlich schmaler, als die liegenden; die Trümmerchen liegen, entgegengesetzt den Wirkungen der Schwere und des Druckes, enger nebeneinander und weiter übereinander. Es ist das im Wesentlichen dieselbe Erscheinung und stimmt auch mit einigen im vorigen Kapitel erwähnten Thatsachen. Es lässt sich daraus die theilweise auch für das Verständnis der Styolithen wichtige Regel folgern, dass das Vordringen der Flüssigkeiten und besonders ihre Veränderungsbestrebungen in der Horizontalen und von Liegendflächen aus viel rascher und intensiver vor sich gehen als senkrecht zur Ablagerungs-

ebene der kleinsten Gesteinspartikelchen, besonders was das Vordringen von vertikalen Spaltebenen aus betrifft. Ich schliesse hierbei auch zugleich das Vordringen der Flüssigkeiten in Gesteinen im Allgemeinen ein, weil es nach dem vorliegenden Material gar keinem Zweifel unterliegt, dass die auflösenden Flüssigkeiten auch von den Spalten aus über deren eigentlichen horizontalen Bereich ihren Weg durch das Gestein weiter suchten und dieses regellos netzförmig zu durchdringen strebten (Taf. V Fig. 7). Wir haben also in diesen Entkalkungsspalten alle Uebergänge von schwacher bis stärkerer, ja zum Theil völliger Entkalkung, welche letztere mit völliger, sekundärer Umlagerung der Auflösungsrückstände und Anlagerung an die Unebenheiten der Zerspaltungsrisse verbunden ist; eine gewisse nachträgliche Verfestigung der Masse in sich und mit dem Nebengestein findet durch Anhydrit und Kalk statt.

Neben diesen thonigen Lösungsrückständen finden sich an einzelnen Stellen auch Erdpech an den Grenzen nach dem unberührten Gesteinsrand, welche in irgend einer Weise die obigen Entkalkungsspalten mit den Styolithenverbänden verknüpfen, wie ihrerseits diese sich engstens an die Entkalkungsbänder anschliessen, vereinzelt sogar inmitten solcher vorkommen\*) (vgl. Taf. III Fig. 3); jedoch werden wir hierauf jetzt nicht unmittelbar eingehen, sondern an entsprechender Stelle (vgl. bes. Anhang zu Cap. 3 S. 90) uns hierauf zurückbeziehen.

Wir besprechen zuerst die verschiedenen Styolithenvorkommen mit ihren wesentlichsten Erscheinungen.

Die Zone der behandelten Bohrprofile, welche die meisten Styolithen aufweist, sind die gleichen Kalkmergel, welche die eben besprochenen Entkalkungssprünge enthalten; erstere folgen etwas tiefer, und es ist in Taf. IV Fig. 1 eine Partie übereinanderliegender Styolithenbänder in dem Verhältnis ihrer richtigen Entfernung in zwei Drittel natürlicher Grösse dargestellt; das Bild gibt also die Vertikaldurchschnitte an der Kernoberfläche; seine linken und rechten Enden schliessen sich so zu einem Ring. Wir haben hier das typische Styolithenbild, welches durch die Flächenansicht des untersten Zuges ergänzt werden möge (vgl. Textfig. 3, S. 78).

Betrachtet man Taf. IV Fig. 1 aufmerksam, so findet man zwar, dass die schmälere Styolithen nach unten gerichtet sind, jedoch ist auch das Gegentheil zu sehen, dass also sowohl breite Regionen in die Gebiete der Senkung gehören, als auch schmale Zähne aufwärts gerichtet sind. Ueberhaupt hat man den Eindruck, als ob die zwischen den schmalen Zähnen liegenden breiteren Zähne ein wirkliches Reciprocum der schmalen wären, d. h. dass die Durchdringung eine gegenseitige wäre. Dies wird durch folgendes merkwürdige Phänomen bestärkt. Die Styolithen tragen hier alle aussen eine Kappe von Erdpech, welche als Folgen und Reste der Zerreissung einer horizontalen Erdpechzwischenlage beansprucht werden könnte, was wir nur vorläufig annehmen wollen. Zwischen dem Gesteinsrand und dem Erdpechzug findet sich aber ein schmales Band, welches wir sofort als ein Entkalkungsband erkennen, das (vgl. besonders das dritte Band von oben links) mit seinen Unregelmässigkeiten, seinen Erhebungen, welche auf entsprechende Vertiefungen des darüberliegenden Gesteins hinweisen (und umgekehrt), mit seinen

\*) Ich möchte hierbei erwähnen, dass die von Th. Fuchs in seiner Abhandlung über die „Natur der Styolithen“ im „Anhang“ erwähnten Erscheinungen wohl nichts anderes sind, als diese unsere, mit Styolithenbildungen verbundenen Entkalkungsspalten, nur dass dort die „Risse“ keine breit horizontale zu sein scheinen, sondern sich kreuzen und von mehr linearer Ausdehnung sind (vgl. Sitzber. d. k. k. Akademie der Wissenschaften, Wien, math.-natw. Klasse 103, I., 1894); die einzelnen Deutungen von Fuchs sind völlig zutreffend.

Einschlüssen länglicher Trümmer von noch unberührten Mergelbröckchen ein völliges Homologon der oben beschriebenen Entkalkungsspalten bietet. Das wäre nun nichts Auffälliges, wenn an einer vorgebildeten Schichtfuge Entkalkungen vorkämen; das Merkwürdige ist aber der Umstand, dass diese Erscheinungen an den nach unten gerichteten Zapfen oberhalb der Erdpechkappe oder Erdpechdecke vor sich gingen, bei den nach oben gerichteten nur unter ihr. Ganz schmale Erdpechfäden sind im ersteren Falle auch an der oberen Grenze des Entkalkungsbandes, aber seltsamer Weise nur da, wo noch ein Kalkbröckchen im Innern des Bandes vorhanden ist (S. 72). Im zweiten Falle liegen diese zarten Erdpechfäden unterhalb des Entkalkungsbandes, also auch hier der Haupterdpechdecke oder -kappe opponirt. Wir sehen also hier in zweifacher Weise das Reciproke der nach oben und unten gerichteten Theile bestätigt; wir können daher nicht mehr von einer Bildung von oben nach unten, sondern nur von einer „gegenseitigen Durchdringung“ reden, wobei den breiteren Zapfen das grössere Maass der Kraftäusserung zuzutheilen wäre. Zugleich erscheinen durch diese Wechelseitigkeit der Lagerung eine der vorhandenen Substanzen, wie Thon und Erdpech, nicht als vorher schon gegenwärtige Substanzen, sondern als Folgen der gegenseitigen Durchdringung; sie können auch, wenigstens jede für sich, sehr wohl aus dem Gesteine stammen, da die Kalkmergel sehr bituminös sind und auch bei der Auflösung einen thonigen Rückstand genau von der Farbe des Entkalkungsbandes zurücklassen.

Mit der Annahme des primären Vorhandenseins der Thon- oder Erdpechzwischenlage kommt man unter keinen Umständen aus; nimmt man die Hauptlage des Erdpechs als primär an, so ist die wechselseitige Lage des Thons nicht mit den der Hauptpechlage stets opponirten Fäden erklärbar. Nimmt man die Thonlagen für primär, so ist nicht ohne Weiteres zu verstehen, wie der Stylolithenverband des obersten Thonstreifens der Figur 1 in das Niveau des mittleren Thonbandes rückt, in das von hinten her wieder das obere Thonband einmündet und dass dann die Stylolithenbildung plötzlich in den dritten Thonstreifen übergreift. Während diese die Horizontale beibehalten, überschneidet sie der Stylolithenzug. Diese Ueberschneidung zeigt noch eine wichtige weitere Erscheinung, welche wir unten bei anderen Vorkommen in grösserer Deutlichkeit noch genauer betrachten werden. Gleich anderen horizontal gelagerten, ganz schmalen Streifen von Anhydrit (schief schraffirt in der Figur) zeigt sich auch in der mittleren Region der obersten Stylolithenbänder ein gleich gelagerter Anhydritstreifen. Dieser ist durch die Stylolithenköpfe, und zwar durch die nach oben stehenden, dreimal durchbrochen (an dem linken Abbruch zeigt sich ein verlagertes Stück), ohne dass seitlich, über oder unter der Linie eine Spur der verschwundenen Stücke zu bemerken wäre; sie sind in der That fortgeschafft, und können bei der reinen Vertikalbewegung, welche die Stylolithenbildung beherrscht, nur durch chemische Auflösung und zwar während der Entstehung der Zapfen verschwunden sein. Auch hierbei zeigt sich, da diese Ausmerzungen auch durch die aufwärts gerichteten Zapfen geschieht, die reine Gleichartigkeit der Wirkung bei den wechselnd nach oben und unten gerichteten Zapfen.

Ueber die Schwierigkeit, welche vom Standpunkt der Stylolithenbildung an einer primären Thonschicht bei der Betrachtung des mit den Stylolithen abgesenkten Verlaufs des zweiten Thonstreifens in Beziehung auf den so nahe horizontal und normal darüberliegenden Anhydritstreifen besteht, welche aber mit der Annahme von Wirkungen an einer sekundären, liegenden Spalte leichter vereinbar ist, hinweggehend, wollen wir nun den untersten Stylolithenverband (Fig. 1) näher betrachten.

Das Auffälligste an diesem Band ist die Erscheinung, dass eine ganze Anzahl der Zapfen ein hypothetisch „primäres“ Erdpechband gar nicht durchbrechen, so dass von einem Eindringen des Hangenden durch eine entstehende Lücke in jenem gar nicht die Rede sein kann; links sind alle Zapfen nach unten gerichtet, rechts, unterhalb des langen Anhydriteinschlusses, in dem versenkten Abschnitt alle noch so kleinen Zäpfchen nach oben gewendet. Alle jene die Asphalt-schicht nicht durchstossenden Zapfen zeigen eine Erscheinung, welche meines Wissens bis jetzt noch nicht beobachtet ist: nämlich kleinere Stylolithen, innerhalb Stylolithen von grösserer Tiefe und Weite eingeschachtelt. Die Erscheinung ist so wichtig, dass sie an der Hand von Vergrösserungen einiger Durchschnitte von Zapfen aus dem Innern dieses selben Verbandes näher besprochen werden muss. Es sei bemerkt, dass in den Figuren 1—3 der Tafel VI sämtliche Stylolithen umgekehrt stehen; es ist dies nicht als Fehler anzusehen, da die gleichen Bildungen an derselben Spalte auch nach oben gerichtet vorkommen, ja nach oben gerichtete Einzelstylolithen auch innerhalb der besprochenen Gebilde zu sehen sind; überhaupt spielt hier das Oben und Unten keine zu wesentliche Rolle.

In den drei ersten Figuren (in drei- und vierfacher natürlicher Grösse) von Taf. VI erkennt man innerhalb des Hauptstylolithen mehrere kleinere und zwar, wie erwähnt, verschieden grosse Stylolithen über einer allseitig und ohne jede Spur einer stofflichen Unterbrechung in die Hauptasphaltlage übergehenden Asphaltbasis, welche aber, was sofort hervorgehoben zu werden verdient, viel schwächer ist als die Hauptlage. Ausserdem ist diese Basis stets etwas höher gelegen und ruht wieder auf einem stylolithenartigen, aber breit konischen Zapfen, dessen Oberfläche geglättete, rundliche Wärzchen (vgl. Textfig. 3 S. 78) zeigt, welche in nicht zu verkennender Beziehung zu den Tochterstylolithen stehen. Ganz besonders merkwürdig sind nun innerhalb dieser Tochterbildungen zwei weitere Generationen kleinerer eingeschalteter Stylolithen, welche sich nicht nur nach oben von der alten Basis, sondern auch von der neuen Pechkappe nach unten richten. Da nun zwei grosse Stylolithen dieser einfachen, liegenden Pechspalte völlig normal sind, d. h. nur ihre Kappe und keine eingeschaltete Sohle mit kleineren inneren Generationen haben, endlich die letzteren nur in den Stylolithen mit Sohlen-Schaltband vorkommen und irgend vergleichbare Erdpechzwischenbändchen in den Zwischenräumen, nach den zahlreichen Querbrüchen zu schliessen, nirgends vorkommen, so müssen die Tochtergenerationen nach ihren Horizontal- und Vertikalbegrenzungen völlige Neubildungen innerhalb älterer Mutterstylolithen sein. — Wie die drei oberen Stylolithenbänder der in Rede stehenden Gruppe den Eindruck von Auslaugungs- und „Entkalkungsspalten“ machen, an deren Grenzen die Stylolithenbildung vor sich ging, so glaube ich auch, dass die Tochtergenerationen von solchen Horizontalzersprengungen herrühren. Der mögliche Bildungsgang sei an den schematischen Figuren 4a—4c der Taf. VI verfolgt. Wir denken uns einen längeren normalen Stylolithen zunächst der Basis in der Horizontalen zersprengt (Fig. 4a) und an diesem Sprung eine neue Stylolithenbildung vor sich gehen (Fig. 4b). Der abgesprengte Theil erscheint nach aussen „ausgeschaltet“, seine Kappe wächst vielleicht deswegen nicht mehr oder nur schwach weiter, während das Hauptsohlenband in Bezug auf die neuen Tochterstylolithen mit ihrer wachsenden Pechkappe und ihrem durch jene durchbrochenen Sohlenschaltband weiter zunimmt. Der so natürliche Process der Horizontalabsprengung der Stylolithen an der Basis setzt sich nun weiter fort (Fig. 4b—4c); es wird die Tochterbildung von ihrem Sohlenband abgelöst und

es entstehen an der neuen Sprungfläche Styloolithen, die wieder leicht abgesprengt werden etc. Die basalen Bänder wachsen continuirlich an Dicke, die Pechkappen sobald die Ablösung der Styloolithen erfolgt ist, weniger; da die Absprengung basal\*) erfolgt, fließen endlich die inneren Sohlen zu einer einzigen Schalt-Pechsohle zusammen, welche aber natürlich als jüngere Bildung viel weniger dick ist, als die Hauptsohle; die Quersohle bedeckt nun die alten Reste des unteren Stummels des abgebrochenen Mutterstyloolithen, der auch noch die abgebrochenen kleineren Stummel späterer Generationen zeigt; wie er aber durch die an seiner Oberfläche stattfindenden Auflösungsprocesse geglättet, erniedrigt, seitlich abgedacht und im Sinne dieser Abdachung noch basal etwas erweitert ist, ebenso sind auf ihm die Stummel der jüngeren Generationen zu rundlichen Wäzchen umgebildet (vgl. Textfig. 3 S. 78). Dass die Höhe der Mutterstyloolithen dabei allmählich reduziert wird, ist natürlich, und es sind auch thatsächlich die erwähnten normalen Styloolithen der in Rede stehenden Sprungspalte ums Doppelte und Dreifache höher; auch sind sie dicker und daher weniger den Sprengwirkungen ausgesetzt gewesen.

Dass nun ebensolche Horizontalzersprengungen mit anschliessender Styloolithenbildung auch zwischen Tochterstyloolithen und innerhalb solcher in der Nähe der Pechkappe entstehen, ist nicht zu verwundern; dass die neuen Generationen hier alle nach unten gerichtet sind, sieht problematisch aus, ist es aber nicht; man bedenke, dass die Styloolithenbildung gegenseitig ist; wie nun die normalgerichteten, (in der Figur) unteren Generationen mit ihren basalen Bändern zu einem gemeinsamen Sohlen-Schaltband zusammenwachsen, so geschieht dies auch oben von Seiten der oberen Kappen einer jüngeren Generation mit der Kappe des Mutter- oder Tochterstyloolithen, welche sich verstärkend nach oben zusammenwachsen (Fig. 4c—4d) und daher nur den Eindruck einseitig nach unten gerichteter Styloolithen hervorrufen. Die gegenseitige Gleichartigkeit von Pechkappe und Pechsohle ist auch in den vergrößerten Figuren deutlich und zwar in der auch hier bemerkbaren, einseitig vom Pechband gelegenen Entkalkungszone; nur ist diese bei den basal abgetrennten Tochterstyloolithen, entsprechend dem Pechband, viel schwächer als an dem Hauptsprungband (vgl. Nachtrag S. 90).

Die gegenseitige Gleichartigkeit der Styloolithen zeigt sich an den normalen Styloolithen dieser Zone auch in folgender Einzelheit: die Kappe reicht nämlich nicht in horizontaler Erstreckung bis zu der vertikalen Wand der Styloolithen, sondern ist dahin abgeschrägt; dieser dachartige Abfall ist fast ebenso mit Streifen bedeckt, wie die Vertikalwand selbst; genau dieselbe Abdachung hat indessen auch das horizontale Sohlenband als Gegenpart der Pechkappe; sie ist nur, was leicht verständlich ist, bei den durch ein Sohlen-Schaltband abgetrennten Tochterstyloolithen verschwunden.

Im Zusammenhang mit den eben erwähnten Thatsachen der basalen Absprengungen der Styloolithen ist auch einer weiteren Erscheinung zu gedenken, nämlich des eigenartigen „Ecksprungs“; im einfachsten Falle erkennt man kleine, mit Erdpech erfüllte Sprünge, welche von den basalen Theilen der Seitenwände in den Zapfenwinkel hinein verlaufen, mit zum Theil eckigen Abbiegungen nach der

\*) Es ist leicht verständlich, dass zunächst der Haupterdpechzwischenlage schon allein durch das nirgends gleichmässige Wachstum der verschiedenen Styloolithen vom Hangenden her ungleiche Druckwirkungen ausgehen müssen, welche die weniger stark fortwachsenden Styloolithen an ihrer Wurzel abzusprennen suchen; das ist der häufigste Fall der Querzersprengung; vielleicht ist blos hierauf zurückzuführen, dass die Pechkappen hier so wenig weitergewachsen erscheinen und daher im Verhältnis zur Hauptsohle so dünn bleiben.

horizontalen Lage hinüberziehen, dieselbe oft erreichen, manchmal auch vorher schon auskeilen; oft ziehen sie einen Winkelbogen von dem einen Schenkel des rechten Winkels zum andern; diese Ecksprünge tragen manchmal selbst wieder Styolithen (vgl. Taf. VI Fig. 5a u. b), sowohl nach aussen, als nach innen. Die Entstehung dieser Sprünge ist sehr verständlich als Absprengungen des scharfen rechten Winkels nach dem Innern der isolirten Zapfen. Manchmal ist im Sinne dieser Absprengung auch die horizontale Entkalkungslage schräg auf- oder abgerichtet, trotzdem gesellen sich zu ihr noch unregelmässiger, parallele Ecksprünge. Die Fig. 5 Taf. VI zeigt eine Anzahl solcher beobachteter Bildungen zu einem einzigen, etwas vergrösserten schematischen Bild vereinigt, und man erkennt, dass alle diese Ecksprünge eine diagonale Richtung einhalten. Hiermit hängt meines Erachtens zusammen, dass überhaupt die Ecken der Styolithenzapfen alle etwas abgeschrägt sind; in ganz besonders auffälliger Weise ist dies immer an der Aussenbegrenzung der Fall und bewirkt hier den oben erwähnten, dachartigen Abfall, der sich ebenso bei den nach unten gerichteten Zapfen, wie auch an den nach oben gerichteten Zwischenzapfen zeigt; auch die inneren Ecksprünge der Zapfen treten oben wie unten auf. Es erscheint ganz natürlich, dass bei der vertikalen Styolithenbildung im Anschluss an horizontale Sprünge neben Horizontalzersprengungen zunächst die diagonale Zersprengung eine Rolle spielt, wie zum Beispiel in dem oberen Dolomithorizont, im Anschluss an den Styolithen-Horizontalsprung, grössere vertikale und davon auslaufende rein diagonale Capillarsprünge zu bemerken sind. Dass auch die Vertikalzersprengungen bei der Styolithenbildung eine gewisse Rolle spielen, wenn auch die schwächste und nun nicht mehr erkennbare, das ist mir nicht zweifelhaft und wird darauf unten S. 88 zurückgekommen werden.

Ich habe noch darauf aufmerksam zu machen, dass, falls diese Ecksprünge völlig ringsumgeschlossene Bröckchen von den Styolithenecken ablösen, solche auch beim Weiterwachsen der Styolithen emporgehoben werden können, und so in den Ecken „geschleppte“ Fragmente (vgl. Taf. IV Fig. 1 und Taf. VI Fig. 1 und 2) erscheinen. Diese Schleppung findet natürlich im gehärteten Gestein statt und unterscheidet sich wesentlich von der Schleppungsumbiegung im weichen Gestein, auf welche von GÜMBEL die seitliche Abrundung der Styolithenköpfe zurückführen wollte; sie ist nur möglich unter gleichzeitigen Auflösungsprocessen in der Richtung der Schleppung d. h. der Bildung einer schwachen Pechlage in der Front des geschleppten Bröckchens.\*)

Die gegenseitige Gleichartigkeit zeigt sich nun weiter in den Gesteinsbegrenzungsflächen; ähnlich den Sockeln der abgesprengten Styolithen sind jene mit kleinen, rundlichen Wärzchen besät, und zwar sind sie oben und unten völlig gleichartig, indessen an der Hangendfläche nach unten gerichtet, an der Liegendfläche nach oben (Textfig. 3 S. 78). Im Uebrigen sind beide Flächen eigenartig geglättet.

Was den Querschnitt der Styolithen betrifft, so ist er meist eckig-rundlich verlängert und mehrfach von der Seite eingeschnürt. An der ein-

\*) Aus dieser Darstellung würde es sich erklären, warum wir oben bei der Profildetailbeschreibung nur dann im Rücken der Hauptpechlage, d. h. innerlich von der Entkalkungszone, eine viel kleinere, im Querschnitt fadenartige Pechlage beobachteten, wenn in dieser noch Kalkbröckchen vorhanden sind. Diese Kalkbröckchen sind wohl nichts anderes, als entweder in den Eckwinkeln oder auch parallel der Hauptpechlage entstandene spätere Absprengungen, in welchen eine langsamer cursirende Feuchtigkeit eine gewisse Auslaugung oder schwächere Entkalkung nach sich zieht. Dies geschieht also an den vorragenden, gegenseitigen Styolithenköpfen, d. h. an den am meisten exponirten Stellen.

gesenkten Partie der untersten Spalte (Taf. IV Fig. 1 und Textfig. 3), welche zum Theil von einer vertikalen Styloolithenwandfläche begrenzt ist, zum Theil auch treppenförmig absetzt, zeigt sich auch im Innern ein schmaler, sprungartiger Zug mit zugespitzt auskeilenden Seitenästchen, der sich an dem Querdurchriss (d. h. der Kernoberfläche) auch als Styloolith zu erkennen gibt; er ist streckenweise normaler Styloolith, zum Theil ist er auch abgesprengt (besonders in den schwächeren Seitenästchen), zeigt also gegenüber der Pechkappe auch ein schwaches Sohlen-Schaltband. — Weitere in dieser Region des Profils bei Kleinlangheim vorkommende Pechspalten zeigen zum Theil genau dieselben Erscheinungen, zum Theil sind es sehr styloolithenarme und styloolithenfreie Bänder, welche aber durchaus den Charakter und Verlauf von unregelmässigen, liegenden Spaltenerfüllungen zeigen. Die Gesteinsoberflächen sind, wie oben erwähnt, gleichartig mit rundlichen eigenartig geglätteten Wärzchen besetzt, wie sie sich auch oben und unten an den Begrenzungsflächen der normalen Styloolithenkappen zeigen.

Die zunächst hier anzuschliessenden Styloolithenvorkommen sind die im ersten Theil zuerst erwähnten Pechspalten aus den oberen Dolomiten des Profils von Bergheinfeld (Taf. IV Fig. 2). Die Asphaltspalten, von denen ich die dicke vermuthungsweise als die untere orientirt habe, sind schwarz gehalten, die in ihnen verlaufenden Gypsspalten sind senkrecht schraffirt; der gebänderte Dolomit ist ungefähr in den Tönen des Originals wiedergegeben. Die sekundäre Fasergypsspalte verläuft zum Theil einseitig von dem Asphaltband, durchschneidet es aber auch, um auf die andere Seite zu treten; an der oberen Spalte sendet sie eine Abzweigung schief nach unten, welche in der Zeichnung der Kernoberfläche viel dicker erscheint, als sie ist; das Gypsband ist, wie schon oben erwähnt, viel jünger als die übrigen Bildungen; wir können von ihm absehen.\*) Das Auffälligste an beiden Asphaltlagen ist (und dies wiederholt sich an allen, selbst kleinsten Asphaltlagen der tieferen, feingebänderten Dolomite unter der Conglomeratlage des gleichen Complexes, vgl. S. 30), dass die Asphaltlage nirgends auf wirklichen Schichtflächen, sondern discordant an der wie ausgenagten Bänderung des Dolomits auflagert. Die Brucherscheinung zeigt sich besonders deutlich an dem ins Asphaltband eingeschalteten Gesteinsstück (Fig. 2, rechts), welches unten an der Schichtfläche abgesprengt ist, oben aber eine zackig-conische Erhebung zeigt, welche etwa der Gegenfläche des Gesteins eingepasst werden kann; trotz dieser scheinbar passenden Oberflächentheile ist an einen einfachen Ausbruch ohne randliche Auflösungen nicht zu denken, weil die Streifen der Dolomitbänderung durchaus nicht aufeinander passen; ebensowenig passt die horizontale Unterfläche des Einschlusses auf die entsprechende Oberseite der unteren Spaltfläche, welche, wie auch die

\*) Das Gypsband setzt sich auch an einzelnen Stellen mit schwachem Ueberzug über die Styloolithen fort, welcher Ueberzug HERM. v. MEYER irre führte. v. GÜMBEL erwähnt auch einen Kalkspathüberzug und führt ihn auf den bei der Eintrocknung des Gesteins entstehenden Hohlraum zurück, der dann gleichsam mit den Streifen des Styloolithen und des Nebengesteins ausgegossen wurde. Ich kann mir ebensowenig denken, dass bei solcher Austrocknung die rechteckige Form des Styloolithen dieselbe bleiben kann, wie dass bei seiner Zusammenziehung und Schrumpfung die scharfe Längsstreifung erhalten werden könne. Die oben erwähnte Bildung neuer offener Horizontalklüfte im Gestein, welche sammt und sonders zu späthigen und krystallisirten Gangerfüllungen Anlass gaben, mussten aber auch die Styloolithen lockern, sie aus ihren steilen Trichtern herausheben und Platz für Calcit- oder Gypserfüllungen schaffen. Dass die mit Gyps ausgefüllte Horizontalkluft wirklich eine Auseinanderreissung der festen Gesteinsmassen bedeutet, geht aus der mehrfach zu beobachtenden scharfen Durchschneidung der Pechlage hervor.

obere Spaltgrenzfläche, die geglätteten Warzen besitzt. Das eingeschaltete Gesteinsstück entspricht also vollständig jenen Bröckchen, welche inmitten der Thonresiduen der Auflösungsspalten des Mergels von Kleinlangheim etc. (S. 63) erwähnt wurden. Ausserdem ist zu erwähnen, dass fast sämtliche Erhöhungen im Innern der Spalte entweder terrassenförmige Ansätze zur Styrolithenbildung zeigen, oder auch typische Styrolithenform, sogar solche mit kleinen Tochterstyrolithen, besitzen. Auch hier ist die Ober- und Unterfläche völlig gleichartig mit kleinen geglätteten Wärzchen bedeckt. Dass hier keine Auflösungszone mit Thonrückständen vorhanden sind, könnte auf das Fehlen solcher Beimengungen im Muttergestein zurückgeführt werden, wenn nicht zu beachten bliebe, dass sie auch in Mergeln eine Seltenheit zu sein scheinen.

Besonders instruktiv sind die an die Hauptspalte sich anschliessenden kleinen, auskeilenden Nebenspälchen mit ihren kleinen Styrolithen; dass hier die Bänderung des Dolomits innerhalb der Styrolithen und Gegenstyrolithen einander nicht entsprechen, ist natürlich; merkwürdig ist aber ein Umstand, den schon v. GÜMBEL beobachtet und FUCHS im Sinne der Auflösungstheorie im erhärteten Gestein verwerthet hat — nämlich das haarscharfe Abschneiden der horizontalen Streifen des Nebengesteins an den Zapfen. FUCHS meint, dass bei einer Durchdringung weicher Gesteine kaum davon eine Rede sein könne, die Bänder müssten sich um den Zapfen herumschlingen. Dieser Einwurf scheint mir nicht glücklich; es könnte ebensowohl — und das nehmen wohl alle Anhänger der gegentheiligen Ansicht an — eine Durchbrechung des weicheren Gesteins stattfinden; dann müssten aber am Seitenrande der Styrolithen Schleppungen der Streifen der umgebenden weicheren Masse, besonders aber Ausbiegungen und seitliche Ausquellungen der Lagerungsstreifen vor den Thonkappen her zu bemerken sein; davon ist hier nicht die geringste Spur zu sehen.\*) Beide Erscheinungen dieser Zone sprechen also gegen die Annahme der „Pelomorphyse“.

Weiter in Betracht zu ziehende Bildungen dieser Art zeigen sich zunächst in den obersten Mergelschichten des Myophorienhorizontes und dann in der unteren Schaumkalkbank von Bergrheinfeld; in ersteren sehr dichten und äusserlich gleichförmigen Gesteinen sind die Styrolithen sehr regelmässig; es wiederholt sich auch hier die Erscheinung der abgesprengten Styrolithen mit eingeschachtelten Generationen. Es tritt hier, wie solches auch in den obersten Dolomiten vom Bergrheinfelder Profil beobachtet wurde, die Erscheinung einfach hängender Styrolithen (von der Pechkappe eines grösseren) auf; es kann dies hier auf der proximalen Absprengung eines kleineren, normal umgekehrten Styrolithen in der Kappe eines grösseren, oder auch eines kleineren an der Sohle innerhalb zweier breiterer Zapfen, welche einen einzigen reciproken Zapfen einschliessen, beruhen. Vereinzelt konnte sich dieser Ansicht nach zuerst ein älterer Zapfen bilden, während in dessen Wachstum sich erst später (?) der kleinere Zapfen nach unten entwickelte, welcher

\*) ROTHPLETZ vermuthet (Sitzungsber. der math.-phys. Cl. der k. bayer. Akad. der Wissenschaften, 1900) sogar, dass der hierbei entstehende Seitendruck die Ursache von dadurch gleichzeitig entstehenden liegenden Styrolithen sei (vgl. unten). Nach v. GÜMBEL ist die seitliche Rundung der Thonkappe und sogar der Thonüberzug der Vertikalflächen ein Beweis der Schleppung; für ihn ist aber nach dem scharfen Abstossen der Gesteinsstreifen um den Styrolithen herum dies Gestein fest, der Styrolith ist die durchgestossene weiche Masse! Nun verhalten sich aber die horizontalen Gesteinsstreifen innerhalb der Styrolithen genau ebenso; also war das Gestein auch hier fest, und es muss die Thonkappe mit ihrer Rundung bezw. seitlichen Abdachung anders erklärt werden.

als eingeschalteter Zapfen bald abgesprengt wurde und an dessen Basis (aufrecht orientirt) ein Sohlen-Schaltband entstand. Im unteren Schaumkalk (Taf. I Fig. 2 u. Taf. V Fig. 5) sind die Styloolithen etwas weniger regelmässig, aber trotzdem noch typisch; ihre Spalten verlaufen in Drucksuturen-artige Endigungen aus; desgleichen zeigen sich einzelne Spalten, welche man fast als Drucksuturen bezeichnen möchte, die aber die Eigenthümlichkeit haben, dass die immer sehr steilen Seitenlinien der Suturen nur einen verschwindenden, die Zacken selbst aber einen starken Thonüberzug haben; desgleichen sind die Thonkappen typischerer Styloolithenzapfen, statt beiderseits von gerundeten Würzchen des Gesteins, mit spitzeren Zäckchen angestochen. Man glaubt hier Uebergänge von Styloolithen und Drucksuturen vor sich zu haben. Ein solches Sutureband mit mehreren typischen Styloolithenzapfen zeigt an mehreren Stellen eine völlige Durchbrechung von Geröllen, ohne dass die durchbrochene Masse vor der Kappe der Styloolithen erhalten wäre. Die grosse Ungleichmässigkeit der Struktur dieses Fragmentkalks ist offenbar Ursache an der, wenn nicht gerade auffälligen, so doch immerhin hervorzuhebenden Unregelmässigkeit der Styloolithen.

Sehr bemerkenswerth ist nun, dass in den eigentlichen Wellenkalken, also auch in dem Schichtencomplex zwischen oberen und unteren Schaumkalkbänken, wo so viele zweifellos primäre Thonzwischenlagen vorhanden sind, an solchen niemals auch nur die leiseste Spur von horizontalen Drucksuturen- oder Styloolithenbildungen zu sehen ist, dagegen stets innerhalb der eingeschalteten massigen Bänke im Anschluss an solche Thoneinschaltungen, welche in ihrem Verlauf von denen einfacher Schichtzwischenlagen stark abweichen und das Ansehen von Spalterfüllungen besitzen, wie sie auch unmotivirt z. B. die haufenweisen Ansammlungen von Trochiten und anderen Petrefakten durchsetzen. Die Ursache ist aber einzig die, dass eben hier Anlass zu horizontalen Spaltenbildungen vorliegt, welche hingegen in den typischen Wellenkalken mit den Thonzwischenlagen als vorhandenen Rutsch- und Gleitauflösungsflächen von verschiedenartigem Seitendruck nicht in solcher Weise entstehen, dass daraus Styloolithenbildungen folgen. Ich schliesse daraus, dass es an primären Thonzwischenlagen überhaupt nur selten Anlass zu Styloolithenbildungen gegeben haben könne, wie das früher angenommen wurde; denn an diesen Zwischenlagen fehlt die Hauptvoraussetzung der Styloolithenbildung, nämlich die Möglichkeit langandauernden, senkrecht zu den Spalten wirkenden Druckes ohne die Wahrscheinlichkeit seitlicher Ausweichung auf glatten und schiefen Flächen.

Wenn nun zwar im eigentlichen Wellenkalk, in Folge der erwähnten Möglichkeit häufiger horizontaler Ausweiche- und Gleitebewegungen, die vertikalen Sprünge im Ganzen fehlen, so haben wir doch zwischen den beiden Schaumkalkbänken ein grösseres System ursprünglich offener Spalten erwähnt, welches sich allmählich mit Kalkspath und untergeordnet mit Flussspath völlig ausgefüllt hat. Es ist klar, dass dieses System vertikaler Gängchen auch die Region späterer vertikaler Zerklüftung bilden konnte, und so zeigen sich verschiedentlich vertikale Sprünge, an welche sich auch die liegende Styloolithenbildung anknüpfte. Wir haben in Taf. V Fig. 1, a—d vier horizontale Querschnitte durch einen solchen Calcitgang, der durch einen fast senkrecht durchkreuzenden Styloolithensprung auffällig angefressen ist (Taf. V Fig. 2, nat. Gr.).

Die Styloolithen sind hier nicht so regelmässig rechteckig, haben jedoch (senkrecht orientirt) eine obere oder untere Breitseite, welche eine Thonkappe trägt, die lagenweise etwas mehr oder weniger bituminös ist. Ihre Seitenflächen sind ziemlich regelmässig gradlinig, mit ganz geringem Thonbelag; sie sind sehr entschieden

und gleichmässig längsgestreift oder cannelirt; Fig. 2 zeigt das Ausstreichen der Spalte auf der nachträglich etwas angeschliffenen Kernoberfläche; die Höhe der Thonkappe erscheint dadurch stärker, dass die Kernoberfläche die Axe der Stylolithen etwa ca.  $45^{\circ}$  durchschneidet (vgl. die punktirte Linie in Fig. 1, b, c, d); hierdurch wird auch der Durchschnitt der Seitenfläche unregelmässiger, weil auch die Vorsprünge und Cannelirungen auf ihm erscheinen, was bei rein senkrechtem Durchschnitt nicht der Fall sein kann. — Das Wichtige an der ganzen Bildung ist, dass diese Stylolithenbildungen den Calcitgang und seine begleitenden Nebengängchen derart unterbrechen, 1. dass kein Zweifel sein kann, dass hier gewaltige chemische Auflösungen stattfanden; 2. dass eine typische Thonkappe vorhanden ist, was von ROTHPLETZ vermuthungsweise bezweifelt wurde; die Thonkappe fehlt nur, wo Gangstück an Gangstück grenzt (also auch kein thoniger Auflösungsrückstand zu erwarten ist); sie ist aber auch vorhanden, wo der Stylolithenkopf an den Calcitgang anstösst, was auch Auflösungserscheinungen am Stylolithenkopf selbst beweisen würde. — Fig. 3a zeigt auch das Eindringen von liegenden Stylolithen in den Calcitgang von der Kernoberfläche aus; die Orientierung in der Horizontalen ist in Fig. 3b schematisch daneben gezeichnet.

Dies sind indessen nicht die einzigen Vorkommen vertikaler Spalten mit liegenden Stylolithen; auch in den obersten Kalkschichten des Wellenkalks, welche ich für Vertreter der Schichten mit *Myophoria orbicularis* betrachte, fanden sich solche, deren Stylolithen, offenbar wegen der viel grösseren Gleichmässigkeit des Gesteins, ganz bedeutend regelmässiger sind und ausser Anderem unter den stark bituminösen Thonkappen deutliche Entkalkungszonen aufweisen, welche bei richtig senkrechter Orientirung der Spalte immer innerhalb der Thonkappen liegen, wie sie bei stehenden Stylolithen immer unter oder über jenen beobachtet wurden. Ausserdem zeigt sich hier (vgl. Taf. VI Fig. 6a) eine Durchkreuzung mit einer horizontalen Stylolithenspalte, und zwar an mehreren Stellen, wobei fast jedesmal bei etwas schiefer Lage der vertikalen Spalte die horizontale derart unterbrochen wurde, dass die auseinander gerissenen Enden übereinander geschoben scheinen; die vertikale Spalte ist daher bedeutend jünger als die horizontale. Fig. 6b zeigt die eine Durchkreuzungsstelle noch in ihrem Verhalten vor einem Ebenen-Anschluss, der zu einem mehr senkrechtem Durchschnitt durch die vertikalen Spalten, als ihn die cylindrische Kernoberfläche bietet, ausgeführt werden musste; an dem einen Vertikalband kommen dadurch in einem der liegenden Stylolithen noch zweite Generationen zum Vorschein; die Figur ist in zweifacher Grösse gezeichnet.

Eine ganz besonders schöne Vertikalspalte, die sich in mehrere blinde Aeste theilt, von denen ein mittlerer die liegenden Stylolithen aufweist, liegt aus der Basis der Kalkmergel und Oolithe von Kleinlangheim vor; sie ist ungefähr 0,1 m lang und zeigt eine grosse Anzahl höchst regelmässig rechteckiger liegender Stylolithen von etwa 1,5 mm Länge; alle bis auf die kleinsten zeigen eine Pechkappe (von etwa 0,1 mm Höhe im Maximum); das Gestein ist ein sehr feinkörniger Mergel zwischen zwei Oolithregionen. Viele in den vorliegenden Kernen vorkommende schwache Vertikalspalten mit drucksaturartigen Verzahnungen zeigen eine ausgesprochene Neigung, die Seitenwand der Zähne horizontal zu stellen; dies sowohl wegen der Tendenz der Sprünge, von der Vertikalrichtung nach der Horizontalen abzuweichen, also auch hauptsächlich wegen der in der Horizontalen stark fortschreitenden Gesteinsauflösung.

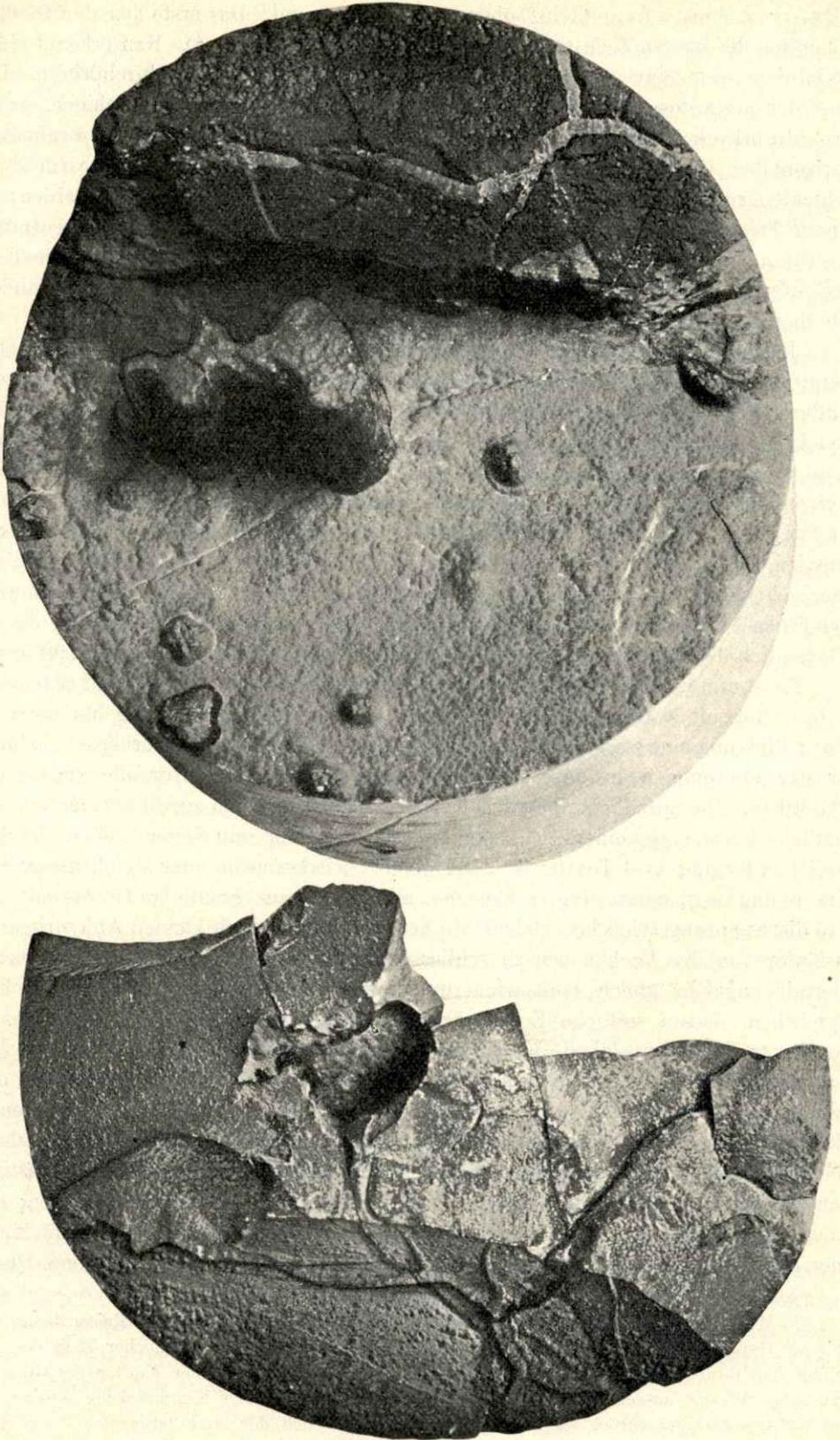
Zur Ergänzung des vorliegenden Materials führe ich noch zwei Vorkommnisse von Stylolithen aus dem Mellrichstadter Bohrloch an, welche mir von Herrn

Assessor v. AMMON freundlichst übergeben worden sind. Das erste aus den Plattendolomiten des oberen Zechsteins in ca. 805 m Tiefe (Taf. V Fig. 4). Man erkennt einen Stylolithen, der eine grössere Linse grossspäthigen Anhydrits durchdringt, ohne dass der ausgestossene Zapfen an der Oberfläche der Pechkappe erschiene, er ist also chemisch ausgenagt; dieser Stylolith gehört den Zügen jener unregelmässig horizontalen Gesteinstrennungen mit höckeriger Oberfläche an, welche für diese Schichtengruppe in weiterer Ausdehnung für charakteristisch angesehen werden; an diesen Trennungsflächen findet nach FRANTZEN und von AMMON eine Concentration des Bitumens statt.\*) Nach meiner Ansicht sind diese Trennungsflächen zum Theil Stylolithen-, zum Theil Drucksuturspalten und zwar in Uebergängen zu einander; die thonigen Asphaltzwischenlagen sind Auflösungsrückstände.

Das zweite Vorkommen von dieser Stelle ist das in Taf. V Fig. 3 in dreifacher Vergrösserung gezeichnete Stylolithenband aus den Anhydritknotenschiefern des mittleren Zechsteins aus etwa 1020 m Teufe; man erkennt das Eindringen der kleinen Stylolithen in die Knötchen dichten Anhydrits (die an der Kernfläche etwas vergypst sind), ohne dass die kleinen Linsen auch nur eine kleine Spur aus ihrer horizontalen Lage verdrängt oder verschoben worden wären; das Bild ist das der Ausnagung. Ueberhaupt ist der Anhydritknotenschiefer vielfach von kleinen horizontalen Sprüngen durchsetzt, welche mit stark bituminösem Thon erfüllt sind; sie durchschneiden deutlichst die eigentliche, feinlinirte Schichtung und zeigen sowohl stylolithen- wie drucksuturartige Bildungen; sie sind älterer Entstehung, da sie gelegentlich durch mit Anhydrit erfüllte Querspalten verworfen werden. (S. 90 Anm.)

Es ist nun noch im Allgemeinen der Form der Stylolithen selbst zu gedenken; es ist schon oft bekannt gegeben worden, dass die Stylolithen häufig horizontal in einer Richtung eine starke Verlängerung besitzen und endlich mauerförmig erscheinen; für das Vorkommen in unseren Profilen gilt dies besonders für alle grösseren Stylolithen. Die auffälligste Form haben wir schon mehrfach erwähnt, nämlich die deutliche Form eines einem schmalen Austrocknungsriess mit Seitenästchen auffällig ähnlichen Sprungs (vgl. Textfig. 3 S. 78), welcher wiederum in einer stylolithenartigen Einsenkung liegt, deren eine vorhandene, allerdings ganz gradlinige Grenze mit der Axe dieses Sprungstylolithen gleichläuft, der (vgl. unten), nach kleinen Anhydritgangausläufern an den Pechkappen zu schliessen, auf einem wirklichen Sprung ansetzt. Hiermit ungefähr gleich läuft wiederum die Längsaxe eines grösseren länglichen Stylolithen, dessen seitliche Einschnürungen ziemlich regelmässig, fast senkrecht auf dieser Längsaxe stehen, womit auch hier nahe gelegt wird, dass man es bei der Stylolithenbildung in irgend einer Weise mit Zersprungsvorgängen des Gesteins zu thun hat. Dies ist nicht ein isolirtes Vorkommen, sondern wird auch (Taf. V Fig. 6) mit Hilfe eines Flachscliffs durch einen Kern mit stehenden Stylolithen, welche zum Theil auf dessen Aussenseite sichtbar sind, in anderer Weise bekräftigt; man erkennt zwei von einem Punkt auslaufende Züge von grösseren Stylolithen; die einen haben wohl einen ähnlichen, aber unregelmässig dreieckigen und viereckigen Querschnitt, die des zweiten Zuges einen regelmässigeren, mehr rechteckigen Quer-

\*) W. FRANTZEN erwähnt von dem Plattendolomit in den Bohrlöchern von Kaiseroda „stylolithische Absonderungsflächen“ und spricht die Ansicht aus, dass ein ansehnlicher Theil des ursprünglichen Bitumengehalts auch in der Tiefe der Erde durch das in den Klüften des Gesteins circulirende Wasser ausgelaugt sei; dieser Ansicht kann man mit der Einschränkung zustimmen, dass die Auslaugung natürlich das Carbonatgestein betrifft, und der stark bituminöse Thon oder eigentlich der thonige Asphalt lediglich Lösungsrückstand ist, der sich local ansammelt.



Figur 3.

## Text zu Figur 3.

Aus den Kalkmergeln von Kleinlangheim. Die obere Figur zeigt eine präparierte Stylolithenspaltfläche, und zwar die des untersten Stylolithenzugs von Taf. IV, Fig. 1, von unten gesehen; auf dem erhöhten (eigentlich eingesenkten), mit einer stark gestreiften Stylolithenseitenwand versehenen Theil ist die dunkle Erdpechlage noch erhalten; sie zeigt die Vertiefungen der Warzen der Gegenplatte, welche auf der unteren Figur, so weit keine frische Bruchfläche vorliegt, deutlich sind. Auch die übrige Oberfläche der oberen Figur zeigt die Warzen des Grenzgesteins ohne den Pechüberzug. Man erkennt oben den verästelten Stylolithen, dessen Stammaxe der langen Stylolithenseitenwand ungefähr parallel läuft; dieser entspricht auch die Längensaxe des grossen freien Stylolithen, dessen Pechkappe noch die Gruben-Eindrücke trägt; seine Vertikaleinschnürungen zeigen eine eigenartige Regelmässigkeit. Die übrigen kleineren Erhebungen stellen die mit Warzen bedeckten und geglätteten sockelartigen Stummel der abgesprengten und mit jüngeren Generationen im Innern versehenen kleineren Stylolithen dar (vgl. Taf. VI, Fig. 1—4). So weit der oben erwähnte, verästelte Stylolith in der Figur hell ist; so weit ist er ein unberührter, nur bei der Präparation quer durchgebrochener Stylolith; soweit besonders die spitzen Seitenendigungen schwarz sind, liegt eine Pech-Schaltsohle vor; soweit sind sie natürlich abgesprengt und jedenfalls im Innern auch stellenweise mit jüngeren Generationen versehen. Nat. Gr.

schnitt, wobei an mehreren, besonders an dem einen mittleren auffällt, dass die längste Einschnürung der Längsaxe parallel läuft und die Quereinschnürungen senkrecht auf ihr stehen, wie auch die Einschnürungen selbst einen rechteckigen Umriss haben.\*) Die Schärfe dieser Umgrenzungen und die geometrischen Gestaltungen lassen uns nur auf langsame Zersprengungserscheinungen im festen Gestein schliessen; die auffällige Form des oben erwähnten Sprungstylolithen erscheint in besonders merkwürdiger Weise durch ein vertikales mit Anhydrit zuerst sekundär erfülltes Sprungsystem vorbedingt, dessen Reste noch an der Kernoberfläche und inneren künstlichen Querbrüchen, von der Pechkappe nach oben auskeilend, vorhanden sind; dies ist eine Erscheinung, die ich sonst nirgends beobachtet habe.

Wir haben nun noch kurz etwas über die seitliche Riefung der Stylolithen anzufügen; sie besteht aus oft continuirlich von oben nach unten über die Seitenfläche ziehenden Leisten und Furchen, welche im ganzen Verlauf einer nicht treppenförmig unterbrochenen Seitenfläche gleich stark bleiben; sie setzen sich auch noch als streifige Vertiefungen und Erhöhungen der seitlichen Abschrägung der Pechkappe fort, woselbst sie eigentlich nur den Abdruck der Riefen der schrägen Theile der Gesteins-Aussenwand der Pechkappe darstellen; je mehr sie sich hier aber von der senkrechten Riefenwand entfernen, desto feiner werden sie und enden ziemlich plötzlich in hoher Feinheit zunächst dem horizontalen Theil der Pechkappe. Was die Entstehung dieser Riefung betrifft, so glaubt FUCHS, dass sie in einer weichen teigartigen Masse nicht gut denkbar sei, THURMANN und ROTHPLETZ halten die Weichheit des Gesteins für die Voraussetzung der Entstehung solcher Riefen, wofür letzterer Forscher eigene Erfahrungen anführt. In der That ist wohl beides möglich, was ROTHPLETZ mit folgenden Worten bezweifelte: „Chemische Auflösung kann so lange und regelmässige Furchen nicht erzeugen, wie solche die Zapfen der Stylolithen zeigen, denn dazu gehört, dass an den Vertiefungen immer das Nebengestein, an den Erhöhungen immer das Gestein der Zapfen widerstandsfähiger gegen Auflösung geblieben wäre, ein Zufall, der in solcher Häufigkeit und Beständigkeit nicht eingetreten sein kann.“ Dies ist wohl wahr; man denke sich aber die chemische Auflösung nicht linear auf der Seitenfläche der Stylolithenzapfen fortschreiten, sondern einzig und allein an deren horizontalen Köpfen, seien sie nun nach unten

\*) Es zeigen sich hier ausserdem Eckwinkelsprünge und eingeschachtelte jüngere Generationen, welche ebenso eckigen Umriss und der Hauptaxe parallele Einschnürungen aufweisen! Die eckige Umgrenzung erinnert überhaupt an das ähnliche Verhalten bei den einfachen Entkalkungsprüngen. Auch die Durchsprengung und Präparation des dritten in Taf. IV Fig. 1 dargestellten Stylolithenzuges zeigt ähnliche eckige Umrisse der Stylolithen; dies zeigen auch Stylolithen von anderen Fundorten.

oder oben gerichtet; durch die gleichzeitige, aber räumlich alternirende Auflösung schieben sich die Zapfen vertikal an einander vorbei; die Seitenfläche bezeichnet dabei nur den Weg dieser Vertikalbewegung. Die Riefen der Seitenfläche bedeuten daher nichts anderes als die Konstanz der auf der Fläche und zwar nur bis zu den seitlichen Grenzen der horizontalen Kappe der Styolithen wirkenden Auflösungserscheinung, welche z. B. bei den mit Petrefakten besetzten Styolithen von den Eigenheiten des von der Auflösung nicht oder weniger angegriffenen (S. 92) Petrefaktenrandes abhängig ist. Zur Erklärung der seitlichen Riefen ist daher nichts weiter nothwendig, als anzunehmen, dass die seitliche Begrenzung des Styolithenscheitels auch stets die Grenze der Ausnagung des Gegengesteins bleibt, und dass der gleiche Process gleichzeitig an der Gegensohle vor sich geht; die Continuität der Riefen bei dem gegenseitigen Ineinanderwachsen weist darauf hin, dass die kleinen Rauigkeiten und körnigen Randunebenheiten der ersten einmaligen Auseinandersprengung für das ganze fernere Wachsthum der Zapfen nach beiden Seiten des Ineinanderdringens hin massgebend blieben.

### 3. Ueber die Entstehung der Styolithen.

Was nun die Erklärung dieser vielgedeuteten, problematischen Bildungen betrifft, so haben wir im Vorhergehenden unsere Stellungnahme zu jener Anschauung bekundet, welche nach E. SUSS und Th. FUCHS zwischen den bekannten Drucksuturen und Styolithen keinen wesentlichen Unterschied findet, das heisst, auch die Entstehung der Styolithen auf Auflösungserscheinungen im gefesteten Gestein zurückführen möchte. Die überwiegende Mehrzahl der Forscher, welchen sich 1900 noch A. ROTHPLETZ, die Autorität in Sachen der Drucksuturen, anschloss, versetzt die Styolithenbildung in eine Zeit, in der die Kalksteine noch nicht ihre heutige feste Beschaffenheit besaßen, sondern noch weich und plastisch (pelomorph) waren. Th. FUCHS, welcher sich (Sitzber. d. k. Ak. d. Wissensch. math.-natw. Cl. 1894, 103, I) eingehender mit der Frage beschäftigte, betont vor Allem, dass es wahrscheinlich sei, dass die Bewegung der Gesteine zu beiden Seiten eines Styolithenbandes eine gegenseitige sei, weiter, dass die Styolithenbildung nicht an Schichtflächen gebunden sei, sondern an Gesteinssprünge, und bei voller Gleichstellung von Styolithenbändern und Drucksuturen ist ihm wohl auch der Thonbeschlag der Styolithen, gerade wie er es von den Drucksuturen besonders hervorhebt, das Residuum der dabei aufgelösten Substanz. — Eigentlich wurden für diese Hypothesen die Beweise nicht recht erbracht, weder dass die horizontalen Bänder wirklich auf Spalten entstehen, noch dass die senkrechten Bänder auf Spalten im harten Gesteine fussen. Denn auch die Drucktheorie kann unter Voraussetzung pelomorphen Zustandes nur annehmen, dass die vertikalen Bänder im Zusammenhang mit der Entstehung von horizontalen Bändern auf senkrecht zu Schichtungsklüften verlaufenden Zügen (vielleicht Infiltrationsflächen) ihren Ursprung nehmen; eine gewisse Trennungsfläche, verlaufe sie horizontal oder vertikal, ist auch hier natürliche, stillschweigende Voraussetzung.\*) — Es wäre indessen scharf der Beweis für das Vorhandensein von Thon- oder Pechkappen bei den liegenden Styolithen zu erbringen gewesen; hierauf war der Schwerpunkt in

\*) Mit einem weiteren Argument ist erst jetzt zu operiren, nämlich dem der senkrechten Durchkreuzung der Styolithenspalten; nach der Darstellung von A. ROTHPLETZ wäre die Entstehung der vertikalen Styolithenspalten auf die bei der Entstehung der liegenden Bänder auftretenden Seitendruckwirkungen zurückzuführen; dann könnten sie sich wohl kaum durchkreuzen und es wird daher auch l. c. S. 13 betont, dass eine Durchkreuzung bei echten Styolithen bisher nicht beobachtet worden sei. Das Bild Taf. VI Fig. 6 zeigt eine solche Durchkreuzung.

Wort und Bild zu legen und es hätte besonders betont sein müssen, dass senkrechte Stylolithenzüge ohne eingeschaltete Thon- oder Pechhaut bezw. -kappen bei der endgültigen Erhärtung des Gesteins ganz und gar verschwunden wären. Auch war kein weiterer Beweis einer mit der Stylolithenbildung merklich verbundenen chemischen Auflösung erbracht, es sei denn die Bezugnahme auf das von GÜMBEL schon erwähnte Abstossen und die Wiedererscheinung horizontaler Lagerungsstreifen diesseits und jenseits der Stylolithenzapfen oder die damit verknüpfte Forderung, dass im pelomorphen Zustande die Bänderung sich um die Zapfen hätten herumschlingen müssen. Auf das Unzureichende der letzten Erwägung habe ich oben aufmerksam gemacht; denn es war vielmehr der Beweis zu erbringen, dass das durch den Stylolithenzapfen verdrängte Gesteinsvolumen nicht etwa als Folge einer Durchbrechung vor oder über den Stylolithenzapfen versetzt sein konnte. So sind keine eigentlich neuen Thatsachen zur Erörterung gekommen, und es kann uns nicht wundern, wenn A. ROTHPLETZ gegenüber der Hypothese von Th. FUCHS die Drucktheorie, welche eben der Ausdruck der früher bekannten Thatsachen war und einzig sein konnte, energisch verfocht.

Für A. ROTHPLETZ war noch der besondere Umstand massgebend, dass auf dem Kopf der Stylolithen häufig ein Petrefakt sich befindet, das keine Spur einer chemischen Auflösung zeige; hierbei sind nun mehrere Punkte zu beachten: 1. Die die Stylolithen krönenden Petrefakten gehören, so viel bekannt, ausnahmslos zu jenen Petrefakten (Anisomyarier, Brachiopoden, Crinoideen, Wirbelthierknochen), welche, wenn sämtliche übrigen kalkigen Skelet-Einschlüsse derselben Schicht ausgelaugt sind, der chemischen Entfernung ganz oder wenigstens bedeutend länger widerstehen; 2. sitzen die krönenden Petrefakten eben an jenen Stellen der Stylolithenzapfen, wo man, auch wenn keine solchen Petrefaktendeckel vorhanden sind, ein geringstes Maass der chemischen Verkleinerung annehmen müsste. FUCHS hat l. c. S. 682 diesen Punkt berührt und verweist zur Erklärung der ihm räthselhaften Umwandlung eines einfachen (?) Sprungs in einen stylolithenartig gezackten auf die Erscheinung der eingedrückten Geschiebe, von welchen häufig bloß das eine einen Eindruck hat, das andere nicht; er schliesst daraus, dass an der Berührungsfläche ähnlicher Substanzen durch die chemischen Prozesse unter Umständen nur die eine Seite angegriffen, die andere Seite indessen unberührt gelassen werden könne. Ich meine, dass man hervorheben darf, dass ohne diese Annahme auch die Drucksuturenbildung im eigentlichen Sinne gar nicht erklärt werden kann; jede zackige Verwachsung kann (unter Annahme chemischer Auflösung) nur dann stattfinden, wenn die einem Zacken gegenüberständige Region leichter als jener selbst aufgelöst wird; ich glaube allerdings nicht, dass, wie FUCHS meint, bei „ähnlichen Substanzen“ nur die eine Seite angegriffen wird, die andere Seite ganz unberührt bleibt. Dies mag etwa gelten, wenn Quarz und Kalk, Quarzite und weichere Porphyre, Eisenoolith und Kalk oder auch noch Kalke und Dolomite als Geschiebe zusammenstossen; bei der Entstehung der Stylolithen spielt jedenfalls noch ein anderes Moment mit; doch darüber weiter unten (S. 86).

Wir können daher auch die von der Drucktheorie geltend gemachte Begründung, dass keine Auflösungen von Petrefakten an den Stylolithenkappen stattfänden, nicht für ausschlaggebend ansehen; es müsste bewiesen werden, dass an anderen Punkten als den Kappen eine solche Auflösung nicht stattfindet, welcher Standpunkt meines Wissens noch nicht durch Thatsachen belegt ist und meinem Material nach auch nicht bewiesen werden kann (vgl. Nachtrag S. 92).

Die Gunst des Materials hat uns nun in den Stand gesetzt, zur Beurteilung der aufgestellten Ansichten über die Styolithenbildung eine Anzahl neuer That-sachen festzustellen, welche uns zwingen, die Meinung der wesentlichen Identität von Styolithenbändern und Drucksuturen, welche ganz isolirt SUSS und FUCHS entgegen QUENSTEDT, PLIENINGER, BEYRICH, THURMANN, MARSH, GÜMBEL und RÖTHPLETZ ausgesprochen haben, für richtig zu halten; es wird, wie mir scheint, somit end-giltig das Erscheinungsgebiet der kleinsten Gesteinsveränderungen an Klüften, welchem nach den eingehenden und grundlegenden Untersuchungen von A. RÖTHPLETZ die Drucksuturen angehören, um ein ferneres Glied erweitert, dessen Wirkungen selbst in fast ungestörten Schichtencomplexen bis in die grössten bei uns beob-achteten Tiefen hinabreichen. Die neuen That-sachen sind im Wesentlichen folgende:

1. In den mit der Styolithenbildung stets eng verbundenen dünnen Lagen von Thon, bituminösem Thon und schwarzem Erdasphalt liegt eine nachträgliche Ausfüllung von wagrechten Gesteinszerspaltungen vor, wobei 1. an deren oberen und unteren Rändern eine hochgradige Auflösung des Gesteins beobachtet werden kann, dessen Lösungsrückstand eben die erwähnten Lagen sein können; wobei 2. zu den Lagen völligerer Gesteinsauflösung ganz bestimmt orientirte Zonen geringerer Gesteins-auflösung oder schwächerer Entkalkung mit Conservirung von eingeschalteten Gesteinstheilen (oder Muschelschälchen) vorliegen, welche auch für sich beobachtet werden können (vgl. Nachtr. 99); wobei 3. die Ober- und Unterfläche der Spalte eine ganz bestimmte, oben und unten völlig gleichartige Skulptur erhält, während sonst die Grenzflächen zwischen Kalk und Thon, Thon und Kalk (vom Liegenden zum Hangenden) sehr wesentlich verschieden sind.

2. Das Material gestattete die Möglichkeit des Nachweises, dass bei einer thatsächlich gegenseitigen Durchdringung der an der Zersprengungsspalte an-grenzenden Gesteinsmassen weder innerhalb noch ausserhalb der Styolithen eine Spur einer Schleppung der aneinander stossenden Horizontalstreifen der Gesteine, weiter keine Spur einer Ausbiegung oder seitlichen Ausquellung über dem Scheitel der Styolithenköpfe, kurz, kein Anlass zu der Annahme vorliegt, dass das Volumen des durch den Styolithenzapfen ersetzten Gesteines irgendwie räumlich verdrängt worden sei; es kann daher nur bei völliger Gesteins Härte chemisch weggeschafft sein.

3. War es möglich, die That-sache festzustellen, dass im Gegengestein der Styolithen wirkliche Ausnagungen von Schalen, von linsenförmigen Concretionen oder bänderförmigen Lagen dichten oder späthigen Anhydrits, von eingeschlossenen Kalkgeschieben stattfanden, dass sie auch völlig durchstossen wurden, ohne aus ihrer regelmässigen Lage verdrängt zu sein oder dass der ausgestossene Teil irgend wie verschoben wäre; hierbei ist zu bedenken, dass die reinen Anhydritconcretionen viel rascher zur völligen Erhärtung kommen mussten, als die umgebenden thonigen und bituminösen Kalke oder Dolomite, sowie dass eingeschlossene Geschiebe jeden-falls ursprünglich härter waren, als das sie umschliessende Gestein.

4. Wurden in verschiedenen Gesteinsarten und verschiedenen Horizonten der beiden weit auseinanderliegenden Profile im Zusammenhang mit thatsächlichen Gesteinsspaltenverzweigungen auskeilende Vertikalspalten mit liegenden Styolithen beobachtet, welche, mehr oder minder regelmässig rechteckig gestaltet, sämtlich deutliche Kappen von Thon oder Erdpech, scharf und rein horizontal geriefte Seitenflächen besitzen. Gleich wie bei den liegenden Spalten in Beziehung auf Anhydriteinschlüsse, wurde hier eine Durchbrechung und Annagung von vertikalen Calcitpalten mit Elimination des durch den Styolithen ersetzten Gesteins-

volums beobachtet, wobei die Pechkappen nur an den Stellen fehlen, wo Kalkspathpartien diesseits und jenseits der Spalte aneinanderstossen.

5. Bei Durchkreuzung von stehenden und liegenden Styloolithenbändern zeigte sich eine Altersverschiedenheit beider derart, dass die liegenden durch die stehenden auseinandergerissen und durch die Spaltenauslaugung seitlich verschoben wurden. Diese Durchkreuzung geschieht mit einer solchen Schärfe, dass nur an eine Durchschneidung im harten Gestein gedacht werden kann. Ausserdem geschieht die Durchschneidung durch eine horizontale, von Pech oder Thon gedeckte Lage hindurch, welche unter allen Umständen nach der Druckhypothese dem Hauptdruck bei der Bildung der stehenden Styloolithen schon widerstand, oder als festere Masse eingedrungen war und so den Seitendruck zur Bildung der liegenden Styloolithen erst verursachte; dieser Seitendruck müsste, da er jene Lagen zerriss und verschob, viel stärker gewesen sein, als der Hauptdruck!

6. Es zeigten sich gewisse Uebergangsbildungen zwischen Drucksuturen und Styloolithenbändern in drucksuturartiger Spaltenverzahnung mit steileren Wänden und Pechkappen, desgleichen von Styloolithenbändern mit drucksuturartigen Ausläufern und zackiger Begrenzung der Thonbänder und Pechkappen; beide Erscheinungen wurden sowohl in der Horizontalen wie in der Vertikalen beobachtet.

7. Die in Beziehung auf die Drucktheorie ganz räthselhafte Bildung von bis in's dritte Glied eingeschlossenen Tochtergenerationen von stehenden und hängenden kleineren Styloolithen bei zunächst der Basis mit einer der Thon- oder Pechkappe zwar entsprechenden, aber ihr ganz anormal entgegen gestellten, „queren Schalt-Thon- oder -Pechsohle“ und dem unter dieser befindlichen „Sockel“. Diese Verzweigung der Styloolithenbildung, welche auf das Innere eines aus seinem normalen basalen Zusammenhang „ausgeschalteten“, ursprünglich höheren Stylooliths beschränkt ist, kann nur auf Grund der Auflösungstheorie unter Voraussetzung einer allmählich fortschreitenden basalen Absprengung daselbst stets neugebildeter, kleinerer Styloolithen erklärt werden; hängende Styloolithen jüngerer Generation bilden sich auch ohne basale Ablösung der Zapfen durch eine apicale Zersprengung; letztere sind entweder horizontal oder sie sind auch diagonal gerichtet und bilden die eigenartigen Eckwinkelsprünge mit und ohne weitere Styloolithenbildung.

Wenn wir nun zu den Entstehungshypothesen selbst übergehen, so hat FUCHS, wie oben schon berührt, zur Erklärung der räthselhaften Abwechselung der Styloolithenzacken darauf hingewiesen, dass es analoge Auflösungserscheinungen gibt, welche sich an der Berührungsfläche ähnlicher Substanzen abspielen und unter Umständen nur die eine Seite angreifen, die andere aber nicht. Ich machte (S. 81) darauf aufmerksam, dass das wohl nur bei nicht zu sehr ähnlichen Substanzen gilt, bei Vertikal- und Horizontalsprüngen durch ein und dasselbe Gestein aber eben nur unter besonderen Umständen stattfinden kann; bei Styloolithen müsste aber abwechselnd einmal nur die obere, einmal nur die untere Seite angegriffen werden. Das hat freilich viel Räthselhaftes für die Vertreter der Drucktheorie, welche nur eine einseitige Bewegung von oben nach unten annehmen, obwohl auch sie auf einander gegenüberstehende, durch Ausscheidungen krystallinen Bindemittels oder durch concretionäre Festigung verschieden erhärtende Partien zurückgehen müssen; oben und unten druckwiderstandsfähige Zapfen bleiben nach jener Ansicht stehen, die dazwischen liegenden Partien werden comprimirt, der dadurch entstehende Seitendruck ist darnach gelegentlich die Ursache der liegenden Styloolithen (ROTHPLETZ). Eine grosse Zufälligkeit muss diese Auffassung für die Deckelstyloolithen in Anspruch nehmen,

dass die „Petrefakten zufällig einen etwas festeren Theil der Kalkbank unter sich hatten, der aber heute, wo die ganze Bank erhärtet sei, als solcher nicht mehr erkannt werden könne“. Man müsste denn, an MARSH anlehnd, eine concretionäre Bildung um die Schalen herum annehmen, die aber nur dann zur Styloolithenbildung führen könne, wenn diese Erhärtungsconcentration nur einerseits der Schale stattfände, was wieder eine grosse Unwahrscheinlichkeit in sich schliesst, selbst wenn über den Schalen eine Thonschicht sich befände. Andererseits kann man auf die Erscheinung der eingedrückten Gerölle schon deswegen nicht ohne Weiteres zurückgreifen, weil, wie ROTHPLETZ ausführlich wiedergibt, THURMANN, der Hauptvertreter des Pelomorphismus, annimmt, dass sogar die jurassischen Gesteine als Gerölle in der tertiären Nagelfluh noch pelomorph waren, als sie ihre gegenseitigen Eindrücke erhielten. Dies könnte uns immerhin entgegengehalten und die Erscheinung drucksuturartiger Zacken an der Grenzfläche der Eindrücke als viel früher entstanden angenommen werden.

Wir haben oben (S. 62—67) ausführlich dargelegt, dass die ganze Gesteinsmasse der vorliegenden Profile von einer grossen Anzahl Horizontalspalten mit anschliessenden schwächeren vertikalen Kommunikationsspalten durchsetzt sei; sie halten sich im Wesentlichen an die Grenzen der Gesteinsunterschiede, an die horizontalen Faciesgrenzen; wir haben diese Spaltenbildungen auf seitliche Druckerscheinungen zurückgeführt, welche die ganze Masse ergriffen haben, auf Wirkungen, die sich da auslösen, wo entweder schon Horizontalfugen waren, oder auch, wo einzelne fest zusammengeschlossene Gesteinsfaciesgrenzen in grösserem oder geringerem Wechsel vorliegen. Dabei machten wir oft die Beobachtung, dass diese Sprünge nicht immer „einfach“ in dieser Grenze verliefen, sondern an ihr hin bald über, bald unter die Scheidezone hinübersprangen. Zu diesen Horizontalspalten gibt es auch Parallelspalten im Innern der scheinbar mehr gleichmässigen Gesteine; es sind schwächere, aber natürlich in ihrem horizontalen Verlauf ebenso von feinsten horizontalen Gesteinsdifferenzen bedingte Zerspaltungen, welche wiederum ihre seitlichen, vertikal, schief und horizontal einbiegenden und auch auskeilenden Seitensprünge im Gefolge haben. \*) Da nun, wo durch besondere Umstände die Seitenwände solcher Spalten klaffen, was auch für horizontale, unter seitlichem Druck gespannte Spaltensysteme eine häufige Erscheinung sein kann, da sammeln sich leicht die Feuchtigkeiten; es bewirkt aber auch die Möglichkeit leichterer Verdunstung den baldigen Schluss der Spalten durch Krystallisationserfüllungen etc.; da aber, wo die gespaltenen Massen fest aufeinanderliegen und die schwächsten Erschütterungen starke Reibungen erzeugen, werden die Flüssigkeiten und festen Teile erwärmt, die Möglichkeit zu Verdunstungen ist gering, es entstehen keine die Gesteinsspaltenflächen zudeckenden Krystallisationsbildungen, und es sind alle Bedingungen gegeben (besonders bei der hier waltenden Möglichkeit, Kohlensäure zurückzuhalten, ja sie unter Druck zu concentriren), Carbonatgesteine, Mergel, Kalke und Dolomite an solchen zusammengepressten Spalten anzunagen; diese Spalten sind der Entstehungsort von Drucksuturen und Styloolithen, wobei zu bemerken ist, dass zwar in unseren Profilen auch bei einer anderen Gesteinsart (vgl. S. 90 Anm.), doch, so viel mir bekannt, sonst hauptsächlich in Carbonatgesteinen die wahren Styloolithen zu beobachten sind.

\*) Die feinen horizontalen Verschiedenheiten in scheinbar gleichmässigen Gesteinen beweisen auch die verschieden weit von den Vertikalspalten in's Innere vordringenden horizontalen Entkalkungszacken und -Bänder in Taf. V Fig. 7 und Taf. III Fig. 1--3.

Nach den obigen Ausführungen kommen beiderseits solcher Horizontalsprünge jedenfalls in besonders häufiger Weise härtere Partien in flachen Lagen oder Schichtchen gegenüber weicheren zu liegen, wobei es durchaus den Erfahrungen entspricht, dass horizontale Zersprengungen nicht stets einseitig und „einfach“ bleiben, sondern wegen gewisser Gleichwerthigkeit der oberen und unteren Grenzen herüber und hinüber springen; besonders ist dies in Fällen ganz schmaler horizontaler Gesteinsveränderungen in Bändern, Einschaltungen und Einlagerungen nach feinen Schichtchen möglich; diese Ubersprünge sind öfters recht steil, wie denn auch die selbst blind endigenden Begleitsprünge und die Kommunikationssprünge zwischen horizontalen Spalten vorwiegend senkrecht oder steil verlaufen (man vergleiche die Seitensprünge und Ecken bei den in Taf. III Fig. 1 u. 2 abgebildeten Entkalkungssprüngen); es werden sich freilich auch gleichmässig harte und gleichmässig weichere Gesteinspartien in genügender Zahl und Ausdehnung bei solchen Zersprengungen gegenüberstehen. Nun ist es wohl keine unzutreffende Annahme, dass dieselben Gesteinsverschiedenheiten, welche mechanisch den Zerreibungen den Weg zeigen, d. h. verschiedenen Zusammenhang und innere Festigkeit beweisen, schon deswegen auch chemisch gegen Auflösungserscheinungen, sowohl stofflich, als nach der Structur des Gesteins sich verschieden verhalten. Hierin liegt der Anfang der Stylolithenbildung,\*) wenn auch nicht die Fortsetzung, welche endlich die langen Zapfen erzeugt; hinsichtlich dieser könnte ebenso dasselbe angewendet werden, was ROTHPLETZ von der seitlichen Riefung der Stylolithen (vgl. S. 79) sagt, dass chemische Auflösung sie nicht hervorgebracht haben konnte, „denn dazu gehörte, dass an den Vertiefungen immer das Nebengestein, an den Erhöhungen immer das Gestein der Zapfen widerstandsfähiger gegen Auflösung geblieben wäre, ein Zufall, der in solcher Häufigkeit und Beständigkeit nicht eingetreten sein kann“. Bei völliger Zustimmung zu der Unmöglichkeit des Eintritts eines solchen Zufalls müssen wir sehen, ob nicht andere Erscheinungen diesen Wechsel, der auch dann für die Entstehung der Seitenriefung seine Bedeutung hätte, hervorbringen können.

Wir nahmen also eine liegende Spalte an, längs welcher gleichartige oder oben und unten wechselnde oder auch (durch Ubersprünge über eingeschaltete festere Lagen hinüber) oben und unten alternirende Gesteinsbeschaffenheiten zusammenstossen, welche letzteren sich auch chemisch in etwas verschiedener Weise verhalten werden. Bei aneinanderstossenden, gleichartigen Partien wird die Auflösung langsamer oder auch rascher erfolgen, es mögen dabei einfache Entkalkungsspalten mit eingeschlossenen, weniger löslichen Bröckchen im Auflösungsrückstande entstehen. Liegt eine etwas schwerer lösliche Partie zwischen zwei leichter löslichen, so kann gelegentlich in dieser mittleren Region der Auflagerungsdruck stärker werden, es werden Zerreibungen stattfinden, die Temperatur wird sich erhöhen und in Folge davon kann sich der Lösungsvorgang wieder bis zur Ausgleichung mit den seitlichen Partien verstärken; es findet gelegentlich aber auch überhaupt keine Ausgleichung statt und der dann

\*) Ich erinnere daran, dass wir, wie es uns die vorliegenden Gesteine thatsächlich an die Hand geben, nur dünne Bänder von Gesteinsverschiedenheiten, etwa nach geringer Aenderung des Bindemittels, des grösseren thonigen, anhydritischen oder bituminösen Gehaltes, von Einschaltungen anderer Substanzen wie Anhydrit oder horizontal gelagerten Petrefakten angenommen haben, also Horizontalzwischenlagen, welche keine bedeutende Vertikalerstreckung haben, daher auch mittelst dieser selbst nicht fortdauernd bei der Weiterbildung der vertikalen Stylolithen gewirkt haben können; es müssen hierzu noch andere Umstände treten.

entstandene Hohlraum füllt sich mit Auflösungsrückständen oder krystallinischen Ausscheidungen. Wir haben nun noch den Fall zu berücksichtigen, dass in Folge mehrerer Ueberschneidungssprünge die Auflösung alternierend stattfindet; hier können beim ersten Beginn schon an der einen Seite die molecularen Bewegungen lebhafter sein als an der andern, da bei der Lösung des Kalks ein chemischer Process vor sich geht, der Wärme erzeugt;\*) es werden daher die aufgelösten Teile von dieser Seite durch die erfolgenden Ausgleichbewegungen weggeführt und nach der Seite getrieben, wo dieselben Erscheinungen noch geringer sind oder überhaupt noch nicht begonnen haben; da man hier nach grösserer Festigkeit oder Dichtigkeit der Gesteine auch eine geschlossener Fläche annehmen kann, so wird sich diese Seite sofort mit Thon und bituminösen Stoffen beschlagen, welche daselbst sehr bald eine dichte Haut bilden können; diese wird, je nachdem, auf der Unterseite der oberen Spaltenwand oder der Oberseite der unteren liegen, jedoch an Stellen, welche, wie gesagt, schon vorher geringere Auflösungserscheinungen gezeigt haben, und sie wird jene Partien im weiteren Verlauf der Auflösungen noch mehr schützend decken und dies um so mehr, je dicker sie wird. In dieser Thon- und Pechkappe sehe ich den „Schlüssel des Mysteriums“, nicht, wie MARSH, in dem Petrefaktendeckel, der, wo er vorkommt, im Wesentlichen nur die Rolle einer flächenhaft ausgebreiteten, zuerst weniger auflösbaren Substanz gegenüber einer leichter lösbaren spielt. Das horizontal liegende Petrefakt trennt sich bei der Horizontalzersprengung mit einer Fläche vom Gestein ab (S. 92) und bildet, ganz ungeachtet seiner Dicke, in Hinsicht auf die Schwerlöslichkeit der hier in Betracht kommenden Fossilien (S. 81) die Niederschlagsfläche für die bei der Auflösung des Gesteins der Gegenseite frei werdenden thonigen und bituminösen Stoffe, wodurch es in alle Zukunft weiterer chemischer Einwirkung wohl nicht ganz, aber doch ziemlich entzogen ist.

Wir haben nun durch das Ueberspringen der Horizontalzersprengung vom Liegenden ins Hangende eines dünnen, sich nach oben und unten verschieden verhaltenden Gesteinsbändchens und durch die hieran sich anschliessende alternierend verschiedenartige Auflösung, bei einer der Hauptauflösungsfläche entgegenstehend sich bildenden Schutzthonhaut, die Möglichkeit der Entstehung eines vertikalen Stylolithen durch chemische Wirkungen nach dem nothwendig vorsichgehenden, deductiv festzustellenden Auflösungsmodus; wir haben aber noch Weiteres zu erwägen.

Wie schon oben betont, geht die Gesteinsauflösung sehr energisch in der Horizontalen vor sich, dagegen sehr schwach in der Vertikalen. Wir können daher folgern, dass die quere Sprungüberschneidung zwischen den beiden, hangend und liegend von dem Zwischenband entstandenen Auslaugungsräumen, sei sie schief oder senkrecht verlaufend, von der Auflösung so bald nicht betroffen wird, dass also die Auslaugungsräume so lange seitlich weiter wachsen, bis sie beiderseits der Ueberschneidung einander annähernd vertikal gegenüberstehen; sobald dies der Fall ist, muss über den Hohlräumen ein Einbruch erfolgen, der in deutlichen Sprüngen um so weniger bemerkbar zu sein braucht, als der Einbruch minutiös ist.\*\*\*) Die Ueberschneidungsstelle wird so stets die seitliche Grenze der weiteren einseitig nach oben und unten fortschreitenden Horizontalauslaugungen bezeichnen, worauf dann sofort immer wieder die senkrechte Druckrichtung in Wirkung kommt und

\*) Einige kleinere, von meinem Collegen A. SCHWAGER freundlichst angestellte instructive Experimente überzeugten mich durch Augenschein von den bei der Auflösung von Kalk durch Essigsäure, Salzsäure und besonders Kohlensäure entstehenden, sehr bemerkbaren Wärmemengen.

\*\*\*) Vgl. oben S. 72 die Bemerkungen bei Gelegenheit der Eckwinkelsprünge.

die Auslaugungshohlräume schliesst. Im Wesentlichen noch horizontal gelagerte Carbonatgesteine mit unter seitlichem Druck entstandenen Horizontalzerspaltungen können also unter speziellen Umständen bei starkem Vertikaldruck die Styloolithen mit Hilfe von Auslaugungserscheinungen bilden.

Für die senkrechten Spalten mit liegenden Styloolithen ist, was auch mit den Thatsachen stimmt, eine spätere Zeit etwas stärkerer Neigung der Schichten erforderlich; es wirkt hierbei zum fortwährenden Zusammenschluss der Spaltenauslaugungsräume jene Componente des Vertikaldrucks, welche in den Schichtflächen, d. h. senkrecht zu den Vertikalspalten, zur Geltung kommt. Hierin liegt aber nicht, wie ich meine, die ganze Ursache ihrer grösseren Seltenheit und öfteren Unregelmässigkeit, sondern sowohl in der Unvollkommenheit der allerersten Voraussetzung, nämlich eines ziemlich regelmässigen Verlaufs der Gesteinszersprengung nach verschieden gearteten Gesteinsbändern quer durch den Schichtenverband hindurch, als auch weiterhin in den Unregelmässigkeiten der „Ueberschneidungszersprengung“ beim Ineinandersenken der Zapfen, welche hier nicht quer zur Schichtung und feinsten Lagerung der Gesteinspartikel, sondern in deren Lagerungsfläche erfolgt; daher ihr öfters unregelmässig zackiger Verlauf. Ferner kann wegen des ungleichmässigen Eindringens der Auflösungsprocesse in der Fläche der Gesteinsablagerung (Taf. III Fig. 1 u. 2) die annähernde Ebenflächigkeit der Begrenzung der Pech- oder Thonkappen nicht stets erreicht werden. Dieser Ebenflächigkeit ist aber bei stehenden Styloolithen durch die der Horizontalen genäherte und um diese schwankende Zersprengung vorgebaut, und sie wird durch die in der Horizontalen stark vor sich gehenden Auflösung nahezu völlig hergestellt.

Was nun die erste Grundlage, das Vorhandensein einer eingeschalteten dünneren, gegen die Auflösungswirkung von kohlenensäurehaltigem Wasser widerstandsfähigeren Lage betrifft, so ist sie senkrecht durch den Schichtenbau hindurch primär natürlich unmöglich; jedoch bedenke man die bänderweisen, feinen Gesteinsveränderungen, welche in der Umgebung von Vertikalspalten durch wechselnde Infiltrationen oder Stoffentziehungen geschaffen werden,\*) so hat man hier Vorbedingungen genug; völlig ausgeheilte Kalk- oder Gypsspältchen oder metamorphosirte Parallelbänder in deren Umgebung, welche häufig zu Zerspaltungen Anlass geben, können hier gerade so die Rolle der Ursprungsbänder für liegende Styloolithen spielen, wie ein vorgebildeter Gypsgang zur Entstehung des mehrfach erwähnten verästelten Sprungstyloolithen; wenigstens lässt uns unser Material auch in dieser Hinsicht nicht im Stich; an allen Vorkommen zeigen sich noch Anhaltspunkte für vorher eingetretene vertikale Gesteinsveränderungen im Vorhandensein von Kalk-, Gypsspältchen und senkrechten Infiltrations- oder Entkalkungsbändern.

Durch die obige Grundlage unserer Erklärung wird auch die allgemeine, höchst eigenthümliche geometrische Umgrenzung der Styloolithen erklärlich,

\*) An solchen, jederseits mehrfach die Spalten begleitenden Eiseninfiltrationsbändern habe ich in den Cuseler Schichten der Nordpfalz häufig weitere Parallelzersprengungen beobachtet, welche besonders bei sich kreuzenden Spalten auffällig wurden. Nach dem Innern der cubischen Zersprengung werden die Infiltrationsflächen schwächer und runden sich auch die Ecken mehr und mehr ab, eine Absprengung findet hier seltener statt. Auch die nachträgliche Verwitterung bewirkt bei den horizontal struirten Gesteinen selten jene Abrundung, wie sie bei den richtungslos struirten Massengesteinen, z. B. bei Basalten und Melaphyren etc., in Kugelbildungen so häufig ist, was im Grunde auf denselben Voraussetzungen beruht; Dr. W. Fuchs hat schon 1844 Kugelsandstein aus Venezien abgebildet. Vielleicht ist doch die Abrundung der Styloolithenecken in manchen Fällen auf einen ähnlichen Process zurückzuführen.

besonders aber auch die Entstehung der seitlichen, winkelig einspringenden Nischen-Einschnürungen, die in ihrem fast gesetzmässigen Verhalten zur Längs- oder Queraxe der Styolithen so sehr wenig auf einfache und primitive concretionäre Erhärtungen zurückgeführt werden können, vielmehr an den würfelig-eckigen Bruchzerfall so vieler spröder Gesteine erinnern. Die Zersprengung geschah jedenfalls sehr langsam.

Auf eine ganz schwache Abrundung der seitlichen Durchbruchzacken der Ueberschneidungsgrenze sind in weiterer Folge auch die Riefen der Seitenwände der Styolithen zurückzuführen; auch diese ursprünglichen Zacken werden durch die rasche Bedeckung mit Thon und Bitumen conservirt; die horizontale Auflösung im Hangenden der Kappen mit ihrem dachförmigen Abfall reicht immer nur bis an die Vertikalfortsetzung der Seitenwände; daselbst angelangt, wird sofort die Auflösungshöhlung wieder geschlossen, was dadurch möglich ist, dass derselbe Process gleichzeitig rund um die Basis des Styolithen alternierend auch nach der entgegengesetzten Seite vor sich geht und gehen muss. Die Seitenwände des Styolithen sind also die durch die alternierende Horizontalauflösung in der Vertikalen fortgesetzten „Ueberschneidungssprünge“, wobei der Vertikaldruck senkrecht über und unter diesen Ueberschneidungsstellen stets die Grenzen der Horizontalauflösung an den Kappen bzw. Sohlen bestimmt.

Läuft die erste Flächenzersprengung vorwiegend unterhalb eines dichteren Bandes, so werden die Ueberschneidungen nach oben selten sein; läuft er aber oberhalb eines solchen, so werden die Ueberschneidungen nach unten häufiger eintreten; daher rührt, wie mir scheint, die Häufigkeit nach unten hängender Styolithen und die Seltenheit stehender Styolithen bei einem sonst vorwiegend horizontalen Sprung, wobei man stets die Gegenseitigkeit der Auflösung im Auge behalten muss.

Wir fassen nochmals kurz die Entwicklungsstadien der Styolithen im Anschluss an die Fig. 7 a—f Taf. VI zusammen:

A. zeigt eine festere Horizontallage mit einem diese mehrfach überschneidenden Grenzsprung; horizontale Lagerung verschieden gearteter Schichten, feinerer und feinsten Schichtbänder ist ja das Wesentliche der Entstehung der Wasserabsätze und ihrer diagenetischen Erhärtung.

B. zeigt die Entstehung von Kappenhäutchen an den Grenzen der harten Gesteinslagen und von Auslaugungshohlräumen in den aussen davon nach oben und unten angrenzenden weicheren Gesteinen; die Hohlräume entstehen wohl zuerst in der Mitte. Die Fortsetzung dieser flachen Hohlräume (mit Nullen ausgezeichnet) ist mit Strichen bis zur ebenfalls gestrichelten Vertikallinie durch die Ueberschneidungsstelle angedeutet. Die Erreichung dieser Vertikalgrenze durch die Auslaugung ist von beiden Seiten oben und unten stets das Moment des Zusammenbruchs der Höhlung und bildet fort und fort die periphere Seitengrenze der Ausdehnung der Horizontalauslaugung.

C. stellt ein jüngeres Styolithenstadium unmittelbar nach einem Schluss des Auslaugungsraumes dar.

D. stellt die Erneuerung des Processes von B. dar, zugleich die Erscheinung, wie durch schiefe Sprünge von den äusseren Styolithenecken nach der Region der Hohlräume zu die seitliche Abdachung der Styolithenkappen vorbereitet wird.

E. Vollendung der seitlichen Abdachungen der Styolithenkappen durch fortschreitende Auflösung des äusseren Nebengesteins. Diese geschieht von nun an conform mit der rings abgedachten Kappe, wodurch auch der Entstehung

fernerer solcher Sprünge vorgebeugt ist; zugleich zeigen sich innere Eckwinkelsprünge, welche aber, da die Auflösung hier ganz schwach, ja völlig gehindert ist, nicht verschwinden; im ersteren Falle ist eine endliche Abrundung der Zapfenecken möglich.

F. zeigt das wahrscheinlich ursprüngliche Verhalten der primären Sprünge vor der Entstehung des öfter erwähnten verästelten „Stylolithen“; das gestrichelte Band bedeutet eine ältere, mit Gyps krystallinisch ausgefüllte Horizontalspalte mit vertikalen Ausläufern an der oberen Grenze eines härteren Zwischenbandes; die Ueberschneidungen halten sich hier an die Breitenausdehnung jener vertikalen Ausläufer und es steigt so die Stylolithenwand schmal in den älteren Vertikalsprung, ja selbst in dessen seitliche blinde Abzweigungen hinein.

Aus dem Vorhergehenden ist nun leicht zu entnehmen, dass die Dicke der Stylolithen von der Breite und Länge der ursprünglichen Ueberschneidungs- oder Querzersprengungen abhängt, dass diese um so häufiger eintreten werden, je ungleichmässiger das Gestein in sich ist, oder auch, je wechselnder die Festigkeit ist, mit der eine Lage im Hangenden und Liegenden an das Nachbargestein gebunden ist; die wichtigste Ursache ist jedenfalls die erste, aber auch die zweite mag eine gewisse Rolle spielen. Je kleiner nun die beginnenden Stylolithen sind, desto leichter wird es sein, dass durch die entstehenden Ecksprünge und bei dem Ueberwiegen der Auslaugungen an diesen sekundären Klüften die Form der Zapfen statt rechteckig mehr spitzconisch wird. Andererseits werden auch die nach Entstehung der Auslaugungshohlräume vor sich gehenden Zusammenschlüsse durch den Vertikaldruck nicht stets durch vertikale Sprüngchen begrenzt sein, wie auch im ungleichartigen Gestein die Horizontalauslaugung nicht so gleichmässig fortschreiten kann; in Folge davon werden die Auslaugungshöhlungen und daher die Zusammenschlüsse ungleichmässig. Alle diese Umstände bewirken eine frühe Störung im Vertikalwachsthum der Zapfchen, ein stärkeres Abweichen der Seitenwände von der Vertikalen und so ein conisches Wachstum der Zacken, kurz ein drucksuturartiges Aussehen der Spaltenverzahnung. Hierbei ist im Allgemeinen zu bemerken, dass nur der annähernde Parallelismus der Seitenwände das hervorragend starke Vertikalwachsthum der Stylolithen möglich macht; deren Vertikalwachsthum kann nur durch das Auftreffen auf eine sehr schwer lösliche Horizontallage gehindert werden; die drucksuturartigen Bildungen und Drucksuturen in unseren Profilen entstehen daher nur bei schmalen Stylolithenansätzen und können nie eine besondere Höhe erreichen.

Im Allgemeinen ist zu bemerken, dass, wie erwähnt, die Entstehung und das Wachsthum der typischen Drucksuturen auch nur dadurch möglich ist, dass immer die Vertiefung chemisch mehr angegriffen wird als die Erhöhung; es ist dabei möglich, dass der auch hier auf den Erhöhungen nicht fehlende Thonbelag in späterer Zeit der Ausgestaltung eine gewisse Rolle bei deren Schutz spielte. Ich glaube nun, dass die Regellosigkeit der „Spitzensuturzacken“ in Form und seitlicher Riefung nicht der einfache Ausdruck einer natürlichen Regellosigkeit des Stoffes je nach der Auslaugungsmöglichkeit ist (sonst würden nie zackig ineinander gefügte Spalten entstehen, sondern Bildungen, welche sich mehr unseren Entkalkungsspalten nähern können), ich möchte vielmehr das Hauptgewicht auf die Regellosigkeit oder Vielseitigkeit der Druckverhältnisse legen und den Unterschied von „Stylolithensuturen und Spitzensuturen“ nur in ihrem verschiedenartigen durch eine differente Entstehungsgeschichte bedingten Gebirgsvorkommen suchen; erstere treten in noch wesentlich

horizontal gelagerten oder nur schwach geneigten Lagen mit vorwaltender Horizontal- und Vertikalzerspaltung der Gesteine auf, letztere hauptsächlich in von starken Gebirgserhebungen betroffenen, vielfach und ordnungslos zersprengten, zerklüfteten, daher auch ursprünglich und fortdauernd unter höchst unregelmässigen Druck- und Auslaugungsverhältnissen stehenden, indessen gleichfalls kalkigen, mergeligen oder dolomitischen (seltener anhydritischen\*) Formationsgebieten auf.

Nachtrag: Ein tieferer Anschliff der in Taf. III Fig. 3 dargestellten Region erlaubt, darüber noch Einiges (auch in der Figur nachgetragen) zu ergänzen; es betrifft eine Region von Entkalkungsspalten, wo diese in kleinen, beiderseits auskeilenden schmitzenartigen Zügen vorliegen, indessen sonst völlig die Charakteristik der Entkalkungsspalten haben, d. h. unregelmässig welliger Verlauf in einem durch kleine Anhydriteinschlüsse erkennbaren, wesentlich horizontal gelagerten, massigen Kalkmergel (Kleinlangheimer Profil). Die mit Kalkbröckchen versehenen Thonausfüllungen haben ungeachtet fast senkrechter Aufbiegungen nur die Lagerung der begrenzenden Gesteinsränder und zeigen sich schon dadurch als Auslaugungsresiduen. Diese Region schliesst sich übrigens im Profil unmittelbar an die grösseren Entkalkungsspalten an. Wir haben schon erwähnt, dass zu ihnen sich auch schwache Styolithenbildungen gesellen; ihre Art ist aber erst durch wiederholten Anschliff recht deutlich geworden.

Während wir oben und in den Taf. IV Fig. 1 dargestellten Styolithenspalten die Entkalkungszone immer auf der inneren Seite der Pechkappe an den Styolithenköpfen beobachteten, ist hier vereinzelt das Gegentheil der Fall; andererseits sollte man meinen, dass die Styolithenbildung da am stärksten ist, wo die Entkalkungsspalten stärker sind. Dies ist aber hier auch nicht der Fall; die schwachen Styolithenbildungen erscheinen den viel stärkeren Entkalkungsspalten völlig untergeordnet, während es doch umgekehrt sein sollte; weiter erscheinen die Styolithen selbst ohne unmittelbar den Pechkappen beige-sellte Entkalkungsbänder, und scheinen überhaupt mehr in den Zwischenräumen zwischen kleineren selbständigen Entkalkungsbändern zu liegen, welche, öfters abweichend von den kleineren Styolithenbändern, ihre eigene Horizontalfortsetzung haben, wobei die Styolithen auch als fast vertikale Verbindungen auftreten. Obwohl die Verhältnisse kleinlich sind, scheint mir doch daraus sicher hervorzugehen, dass hier die Styolithenzüge den Entkalkungsbändern erst später angegliedert und auf jüngeren Sprungverbindungen zwischen diesen entstanden sind, wobei auch die Sprünge sich gelegentlich an die Horizontalgrenzen der Entkalkungszüge angeschlossen haben. — Was nun für diese Entkalkungszüge gilt, sollte auch für die grösseren, normal an die Innenseite der Pechkappen der Zapfen angeschlossenen Entkalkungsbänder (vgl. Taf. IV Fig. 1) gelten können, besonders da diese Vorkommen eigentlich zu den Seltenheiten gehören. Dabei kommt uns das Bedenken entgegen, dass nach unseren

\*) Ein gewisser NaCl-Gehalt der Kalkmergel unter dem Hauptanhydrit (vgl. S. 35 u. S. 49) ermöglicht auch die Auflösung von Anhydritbändern und Linsen durch die Styolithenköpfe; die einstige Anwesenheit von stärker NaCl-haltigen Spaltenwässern im Plattendolomit und Anhydritknotenschiefer von Mellrichstadt ist durch zahlreiche sekundäre Anhydritausscheidungen nachzuweisen, da dieser sich wohl nur aus noch nicht concentrirten Steinsalzlösungen unter Anwesenheit anderer salinischer Substanzen zu bilden vermag (vgl. S. 109 Aum.).

Ausführungen an den Stylolithenköpfen selbst die Auflösungserscheinungen klein sein sollten und trotzdem hier die Thatsachen auch als Anzeichen stärkster Auflösung gedeutet werden könnten; wir begegneten diesem Bedenken dadurch, dass wir begründen konnten, dass auch in den Köpfen die Zersprengungswirkungen thatsächlich häufig sind, die Auflösungswirkungen dort aber nicht radikal genug wären, daher grössere Rückstände verbleiben müssten; immerhin befriedigte diese Erklärung in mehreren Hinsichten nicht völlig. — Nehmen wir aber an, dass die Entkalkungsspalten älter sind als die Stylolithenbildung, so verzichten wir theilweise auf das hierin liegende Argument von gewissen die Stylolithenbildung begleitenden Entkalkungsvorgängen, erhalten allerdings ein neues Argument für die relativ späte Entstehung der Stylolithen im Anschluss an horizontale Zersprengungsbänder im festen Gestein; dieses wäre auch für die Entstehung senkrechter Stylolithenbänder von Bedeutung, da solche Entkalkungszüge auch leicht senkrecht durch die Schichten hindurch entstehen können. Zugleich wäre die Frage zu erwägen, was es für eine Bewandnis mit der eigenthümlichen Wechsellagerung der Entkalkungsbändchen in Beziehung auf die Pechkappen habe; wenn erstere älter sind als letztere, dann ist die Wechsellage (Taf. IV Fig. 1) ein direkter Beweis für unsere Annahme der Entstehung der Stylolithen auf Horizontalsprüngen, welche sich an eine genügend gefestete Horizontallage halten, die Auflösungs-widerstandsfähiger wäre als die Umgebung, die in sich und mit jener fest genug verbunden ist, um die Zersprengung in wechselnder Weise aus dem Liegenden ins Hangende und umgekehrt zurückzuleiten. Die in Taf. VI Fig. 1—3 dargestellten Fälle würden darnach auch einen Beweis dafür bilden, dass die Ueberschneidungssprünge, welche die Stylolithen bedingen, nicht zufällige, sondern durch Gesteinsveränderungen im Streichen der Entkalkungslagen verursacht sein können, da diese in der Stylolithenkappe sich anders verhalten, als im Sohlenband; wir nahmen oben an, dass hier entsprechend der Tochtergeneration mit einer geringeren Pechkappe auch eine schwächere Entkalkungslage auftrete, was nach Obigem durchaus nicht nothwendig zusammenzuhängen braucht. Ein Theil der sog. Ecksprünge wären darnach spätere, schwächere und sekundäre Zersprengungen von den Stylolithen aus, und zwar an der dem Hauptpechband entgegenstehenden Grenze der Entkalkungsspalten, wobei meist noch kleine Theile des Muttergesteins mit-abgerissen erscheinen (S. 72 Anm.). Auch wäre das Taf. IV Fig. 1 oben (S. 69) stattfindende „Uebergreifen“ der Stylolithen verständlicher.

Hier läge auch zugleich eine oben (S. 75) schon gestreifte Erklärung dafür, dass in reineren primären Schieferthonzwischenlagen, z. B. des Wellenkalkes, eine Stylolithenbildung nicht vorliegt; durch die feine Horizontalschieferung werden alle horizontale Zersprengungswirkungen wesentlich in der Horizontale festgehalten, und scharfe Ueberschneidungssprünge mit nicht bröckelnden oder abschiefernden Seitenwänden entstehen überhaupt nicht.

Eine wesentliche Charakteristik der Stylolithenbänder gegenüber den einfachen Entkalkungszügen sind daher die stark bituminösen Thon- oder die thonigen Erdpechkappen der ersteren als Auflösungsrückstände; Entkalkungszüge entstehen nach der Horizontalzersprengung wahrscheinlich dadurch, dass durch irgend welche besonderen, aber schwer zu verfolgenden Umstände an den Spaltenrändern der vertikale Druck nicht zur Wirksamkeit kommt, die Spalten schwach klaffen, daher auch vereinzelte krystalline Erfüllungen mit Anhydrit zu beobachten sind; die Auflösung ist hier wahrscheinlich eine sehr langsame und keine vollständige,

so dass das Bitumen nicht relativ concentrirt wird; bei der Entstehung der Stylolithen ist dagegen der vertikale Druck, die vertikale Bewegungsmöglichkeit, dabei besonders erhöhte Wärmeentwickelungen mit völligen und rascheren Auflösungswirkungen in ungeteilter Wirksamkeit. Dabei ist still vorausgesetzt, dass in beiden Fällen die Auflösungsfähigkeit der Flüssigkeit, die Menge der Kohlensäure etc. gleich war; bei Annahme zeitlich weit auseinander liegender Prozesse ist aber einzuschliessen, dass sicher auch hierin Unterschiede vorgelegen haben, und bei der Bildung der „Pechkappen“ auch  $\text{SiO}_2$  zur Auflösung kam. Vgl. bezüglich der „Entkalkungslagen“ etc. auch Tafelerklärung Taf. III Fig. 1—3, Taf. VI Fig. 7 S. 127.

Hier seien noch einige neuere Beobachtungen angeschlossen, welche ich an den ausnehmend stylolithenreichen Trochitenkalken des oberen Muschelkalks der Saar- und Bliesgegend machen konnte; die vielfache Verwendung dieser Kalke zu Trottoir- und Treppensteinen lässt sehr häufig auch ausserhalb der Kalkbrüche Querschnitte durch Stylolithenbänder beobachten. Ich war erstaunt über die völlig gleiche Erscheinung in diesen Kalken mit unserm fränkischen Vorkommen. Auch hier zeigten sich vollkommene Uebergänge zu Drucksuturen, welche oft in den Basalabsprengungen grösserer Stylolithen auftreten, ferner die nämlichen, breit oder verästelt eckigen Umrisslinien mit eckigen Nischen, wie wir sie Taf. V Fig. 6 abbildeten; endlich hatte ich auch mehrfach Gelegenheit, die Beziehungen der Stylolithen zu den Petrefaktendeckeln zu controliren; hierbei zeigten sich diese an den vertikalen Seitenlinien der Stylolithenquerschnitte angeschnitten, Oolithkörner halbirt, und auf einem mit einer Terebratel gekrönten Stylolithen begannen die Riefen der Vertikalwände schon in voller Stärke auf der Schalensubstanz, wie ich dies auch an einem *Aptychus* aus dem Frankenjura beobachtete. Dies ist in Uebereinstimmung mit unseren Anschauungen, wonach bei den Horizontalzersprengungen zwar die grösseren, mehr horizontal ausgedehnten Flächen der Petrefakten glatt abgesprengt werden, die schiefen Ueberschneidungssprünge an den Petrefaktenrändern diese aber auch mehr oder weniger stark durchbrechen können, daher nicht stets der unberührte, sondern oft der unregelmässig angeschnittene Rand der Schale zur Wirkung kommt. Nach dem Pelomorphismus könnten randlich glatte Petrefaktendeckel nie mit Seitenriefen verbunden sein, am allerwenigsten dürften Seitenriefen, was häufig der Fall ist, auf der lithomorphen Substanz der Petrefaktenschalen selbst erscheinen.

#### 4. Zur Stratigraphie des mittleren und unteren Muschelkalks.

Es ist das Verdienst von K. ENDRISS, die Kenntnis des mittleren Muschelkalks aus der Erörterung von Einzelprofilen zu der Betrachtung der ihnen gemeinsamen Hauptabtheilungen gehoben zu haben. Er unterscheidet von oben nach unten: die dolomitische Hauptregion, anhydritische Hauptregion, Zwischenbildungen, Steinsalzlager und Grundanhydrit und betont mit Nachdruck, dass die primäre Stratigraphie des mittleren Muschelkalks durchaus nicht so unregelmässig sei, wie man allgemein glaube. ENDRISS ist jedoch in seinem ersten Anlauf, die Sache zu bewältigen, bei einem zu starren Festhalten an den Mächtigkeitszahlen des Salzes und bei seiner Ansicht von dessen ursprünglich sehr viel ausgedehnterer Horizontalverbreitung zu einer Deutung einzelner Schichtenglieder gekommen, gegen welche ich schon in der Zeitschrift für praktische Geologie 1899 und 1900 erhebliche Einwände zu machen gezwungen war; vorgreifend bemerke ich, dass das Studium des vorliegenden Profils diese Einwände wesentlich bestärkt hat, und dass meine Auffassung der

sogenannten Zwischenschichten als einer primären Bildung, in Württemberg so gut wie in Franken, die Frage nach etwaigen Salzauflösungen in erheblich anderer Weise beantworten lässt, als es ENDRISS gethan hat. Was den Wechsel der Mächtigkeiten, besonders des Steinsalzlagers selbst anlangt, so ist immer zu bedenken, dass Forscher wie OCHSENIUS vor zu weitgehenden Parallelisirungen warnen.

Was die fränkischen Profile betrifft, so zeigt sich von oben nach unten auch die dolomitische Hauptregion gegen den Hauptanhydrit streng abgegrenzt; sie zeigt erhebliche Einlagerungen von Anhydrit und eine conglomeratige Breccie, welche der typischeren Breccie von Friedrichshall und Kochendorf in Württemberg gleichzustellen ist; die Mächtigkeiten sind: Burgbernheim—Schwebheim 8,43 bzw. 9,33, Bergrheinfeld 13,23; im Profil von Kleinlangheim ist diese Region nicht eigens vom Hauptanhydrit abgeschieden; bei der Mächtigkeitszunahme nach Norden ist die mittlere Zahl 11 m wahrscheinlich.

Um die Mächtigkeit des Hauptanhydrits (vgl. S. 96) anzugeben, ist es daher natürlich nothwendig, feste Punkte an seiner unteren Grenze zu besitzen. Der Vergleich von Kleinlangheim und Bergrheinfeld liefert in dem 2,73 m mächtigen, scharf nach unten abschliessenden, salzigen Dolomitschichten mit Lagern eingeschlossener Anhydritkrystalle einen Horizont, der unten gegen die gleichfalls salzigen, 3,875 m mächtigen, einheitlichen Kalkmergelschichten mit kleinen Anhydriteinschlüssen und Oolitheinlagerungen nach der unteren Grenze zu, eine sehr bemerkenswerthe Unterlage hat. Da die Entfernung beider Punkte nicht unbeträchtlich (26,45 km) ist, lässt das völlige gleiche Verhalten hier auf eine weitere Horizontalverbreitung schliessen.\*) — Hiefür ist wichtig, dass am nächsten Punkt im Württembergischen, in Wilhelmglück der Hauptanhydrit (mit 29 m) nach ENDRISS mit einer 1 m mächtigen Bank von Dolomit abschliesst. Darauf folgen nach dem nämlichen Autor: 1,6 m Wechsellagerung von Bändern von Anhydrit und dolomitischem Kalk, 2,3 thoniges Anhydritgestein und 1 m dolomitischer Kalk; man erkennt in dieser „Mergelbasis“ ein Anschwellen, offenbar durch die mittlere Einschaltung von anhydritischen Thonschichten und in Folge davon ein Zurücktreten der kalkigen Niederschläge. In Friedrichshall hat man einen Abschluss des Hauptanhydrits (31 m) mit 3 m salzigem Dolomit, darauf folgt thoniges Gestein mit grösseren und kleineren Ausscheidungen von Anhydrit in 8 m Mächtigkeit, welchen Complex man sehr wohl mit der schon bei Wilhelmglück thonführenden Mergelbasis unter der Annahme vergleichen kann, dass thonige Schichten in noch grösserer Mächtigkeit die Mergel verdrängt haben, wie dies an gleicher Stelle bei Wilhelmglück schon angedeutet ist.

Im Kleinlangheimer Profil folgen nun unter den Kalkmergeln 6,543 m feste, von allen sekundären Umwandlungen frei gebliebene, in voller Reinheit des primären Verhaltens der einzelnen, selbst kleinsten Einlagerungen wohl erhaltene Anhydrite mit stärkeren Dolomiteinschaltungen und reichlichen Einfügungen thonigen Anhydrits, reineren Thones und sehr feinen Quarzsandes (in ganz schwachen Schmitzen); hier zeigen sich zwar in den etwas unregelmässigen thonigen Einlagerungen, wie sonst stets (vgl. oben), an nicht wenigen Stellen die Anzeichen

\*) Auch bei Rothenburg a. d. T. wurden bei einer Brunnen-Bohrung (vgl. S. 59) unter 3 m Hauptdolomitregion mit Kieselconcretionen 21,9 m Dolomit, nach unten mit Gyps wechsellagernd, 7,9 m Anhydrit mit Gyps und Kalkmergeln gefunden; darunter folgten noch 17,5 m in Gyps und Thon [als „Salzvertretung“ incl. Anhydrit (vgl. unten)] und 2,3 m liegender Anhydrit; dieser „Salzvertretung“ mit 17,5 m stehen 23,09 m gleichartiger Zusammenfassung bei Bergrheinfeld gegenüber.

von Bewegungen der Massen auf horizontalen Klüften; doch sind, abgesehen von ganz schmalen Fasergypsgängen, die Massen selbst weder in ihrer Substanz, noch in ihrer Lagerung irgendwie verändert; sie zeigen sich auch um nichts anders als wie die verschiedenen, völlig intakten Anhydriteinlagerungen inmitten des Salzlagers. Mit einer 1,83 m mächtigen unberührten Lage von Anhydrit mit grosskrystallinen Salzeinschlüssen bilden sie auch einen ganz natürlichen, primären Uebergang zu dem Salz selbst. Es ist diese Region der Prototyp des theoretisch geforderten Anhydrithuts des Salzlagers, den man früher im Hauptanhydrit selbst erkennen konnte, der aber, wie man aus seinem unteren Dolomit und Kalkmergelabschluss mit Kalkoolithen ersehen kann, einer völlig unabhängigen Epoche des Aufbaus des mittleren Muschelkalks angehört.

Werfen wir von hier aus einen Blick auf die schwäbischen Profile, so haben wir nach ENDRISS in Wilhelmshluck unter dem dolomitischen Kalk noch eine Mächtigkeit von 3,10 m und zwar ca. 2,80 m etwas unregelmässig gelagertes thoniges, gypsiges Anhydritgestein und im Treppenschacht daselbst noch 30 cm schieferig plattiger Anhydrit, welcher, wie auch im Abbau ersichtlich ist, dem Salz aufliegt. Erstere Gebilde hält ENDRISS völlig für Zerstörungs- und Lösungsrückstände an der Grenze von Salz und Hauptanhydrit, den letzteren Anhydrit für eine vor der Flächenauflösung des Salzes noch diesem angehörige Einlagerung, welche also hier an sekundärer Stelle läge. Als Lösungsrückstände unter diesem Anhydrit werden die seitlich an das Salzausgehende angrenzenden, ziemlich wohl geschichteten und in breiten Falten von 1—1,5 m Höhe aufgerichteten Lagen erklärt. Für Friedrichshall kämen nach unserer Profilberechnung ca. 7 m thoniges Gestein mit Trümmern von fasrigem Steinsalz, für Kochendorf 6 m im Profil daselbst als Salzthon erwähnte Schichten, für Heilbronn gypsige-thonige Schichten mit Lagermassen von Anhydrit und Dolomit in einer Mächtigkeit von 8,5 mit einer zarten Wellung und Fältelung der feinen Schichten (Gekrösebildung!).

Vergleichen wir nun die Verhältnisse von Kleinlangheim und Heilbronn, die, wie wir sehen werden, die meiste Vergleichsberechtigung haben, so findet man mit 8,373 und 8,5 m fast völlige Gleichheit der Schichten unter dem Hauptanhydrit und, abgesehen von den Sandbeimengungen, ausserordentlich ähnliche Zusammensetzung und Allgemeincharakteristik der in Heilbronn mit 40 m Salz zweifellos ebenso primären Hangend-Schichten des Salzes, wie die bei Kleinlangheim mit 30 m Salz; wir haben in beiden Punkten nach unserer Auffassung die grösstbeobachtete Mächtigkeit, während darnach erst Friedrichshall mit 7 m, Kochendorf mit 6 m und Wilhelmshluck mit 3,10 m (nach ENDRISS'scher Berechnung) kämen. Diese Mächtigkeitszunahme halte ich z. Th. für eine Folge des primären Zusammenrutsches nach den centralen Tiefen zu, wie die Rutschungserscheinungen alle an den beobachteten welligen Biegungen bis herab zu der zarten „Maserierung“ der Schichten schuld sind; die primäre Entstehung solcher Gebilde haben wir in Taf. II Fig. 3 und Fig. 4 dargestellt und werden sie unten als ein wesentliches Charakteristikum des mit thonigen Zwischenbändern gemischten feingebänderten Anhydrits näher besprechen. — Wir haben nun oben ausgeführt, dass gerade die isolirten und meist recht unregelmässig eingeschalteten Thonzwischenlagen die ganz natürlichen Auslösungsflächen seitlicher Druck- und Schubwirkungen sind, welche natürlich an der Grenze von petrographisch, chemisch und physikalisch sich sehr verschieden verhaltenden Complexen, wie dies Hauptanhydrit und Steinsalz sind, besonders stark sein

müssen. Dass daher in den in Rede stehenden Schichten zwischen beiden Complexen viele Horizontalrutschungsklüfte entstanden sind, kann nicht Wunder nehmen; dass weiterhin an diesen horizontalen Rutschflächen mit ihren schwächeren vertikalen Kommunikationen Gyps zur Auskrystallisation kam, d. h. Wasser oder vielmehr Feuchtigkeit cirkulirte, ist auch nichts Besonderes; es ist nur die Frage, ob es in unberechenbarer Weise und beliebiger Menge durch Vertikalversatz in stehenden Spalten niederkam, oder ob es auf unendlich langem Wege und in stets geringen Quantitäten in den Horizontalklüften sich weiterdrückte oder durchschwitzte, an den Salzgrenzen sich rasch übersättigte und dann eine weitere Wirkung nicht mehr ausüben konnte. — Im Mellrichstadter Profil kommen, wie aus verschiedenen Angaben v. АММОН's hervorgeht, Rutschungen im Röhelschiefer in 1090 m, Vertikalspalten mit Anhydrit in 1040 m im weissliegenden Sandstein, im Kupferschiefer bei 1036 m mit Carbonaten, im Anhydritknotenschiefer mit Anhydrit, alle unter einem Salzlager von 160m Mächtigkeit vor, und je nach der stofflichen Beschaffenheit der betreffenden Horizonte mit entsprechender Spaltkrystallisation, zum Beweis, dass keine vertikal durchziehenden Lösungen hier gewirkt haben, wofür ich auch ähnliche Beispiele von Bergheinfeld und Kleinlangheim anführte. Der obere Letten mit seinen Anhydriteinlagerungen über dem Salz, von 809 bis 840 m, ist auch der Spielraum mannigfacher Zerklüftung und sekundärer Anhydritausscheidungen. — Von dem gegebenen Zugeständnis dieser Thatsachen, wobei alle derartigen Spalten völlig zugeheilt erscheinen, weitergehend bis zu der Annahme einer Salzauslaugung, das ist nun ein Riesenschritt und für den Muschelkalk ist er um so weniger zu machen, als wir sahen, dass die Schichten, welche an einem Orte wohl als Rückstände einer Auflösung betrachtet werden könnten, an anderen Stellen als völlig unberührte primäre Gesteine vorliegen.

Wir sind also genöthigt, den Begriff der Zwischenschichten von ENDRISS aufzulösen; der eine Theil gehört zum Hauptanhydrit und bildet dessen einleitende, liegende Mergel, Dolomite, Oolithe und Thone, der andere Theil bildet normaler Weise den abschliessenden „hangenden Anhydrit“ des Steinsalzlagers, dessen Schichten selbstverständlich horizontal weit über dieses Lager selbst hinausreichen können, da sie der Ausdruck neuer und niedriger Lösungsverhältnisse sind, welche von selbst eine grössere Horizontalausdehnung besitzen (vgl. die aus Obigem folgenden Mächtigkeitszahlen auf S. 96).

Wir kommen so zu dem Profil von Bergheinfeld, wo das Steinsalzlager fehlt, und prüfen nun genauestens die Schichten unter dem Oolithcomplex, dem Liegenden des Hauptanhydrits; wir haben zu diesem Zweck eine kurze Uebersicht der Einzelglieder an den drei Bohrpunkten aufgestellt, in welchen die Hauptbestandtheile mit den Hauptbuchstaben des Wortes (Salz = Slz., Dolomit = Dol., Anhydrit = Anh., Thon = Th. etc.) und die betreffenden Eigenschaftswörter, wie thonig etc. mit kleinen Initialen gegeben sind; die Wörter in Klammern bedeuten untergeordnete Beimengungen; die Minus-Zeichen bezeichnen das Fehlen der etwaignen, unter dem Plus-Zeichen derselben Linie gegebenen Bestandtheile; besonders wichtige Parallelisirungen sind durch liegende Pfeile gegeben. (Siehe Tabelle S. 96.)

Betrachtet man den ersten Complex unter dem Hauptanhydrit, so fallen nicht nur im Allgemeinen entsprechende Gesteinscomplexe auf, sondern auch speciellere Parallelschichten mit den stärkeren Einschwemmungsprodukten, wie Sand und Thon; auch die Mächtigkeiten sind im Einzelnen wie in der Gesamtheit annähernd gleich; wo, wie bei dem dritt- und fünftletzten Glied, die schwachen

Kleinlangheim			Bergheinfeld			Burgbernheim			
	m	m		m	m		m	m	
Haupt-Dolomitregion	} 36,342			13,23			8,43	9,33	
Hauptanhydrit				33,035					
Dol. (+ Anh.)	2,37	} 6,245		1,65	} 3,89				
Kalk + Ool.	3,875			2,24		(+ ?)			
Dol.	0,425	} ← →		0,45	} ← →				
Anh.	0,26			0,50					
Anh. (+ Th.)	0,465	} ← →		0,45	} ← →				
Th. + Anh.	0,535			0,94					
Anh. (+ Snd.) + Thon	0,72	} ← →		0,08	} ← →				
Anh.	0,45		(+ Thon)	0,685					
Thon + Snd.	0,20	} ← →		0,16	} ← →		42,60	38,81	
Anh.	0,35		(+ Thon)	0,36					
Anh. + Thon + Snd.	0,20	} 6,543		0,44	} 7,345				
Anh. (+ Th.) + Dol.	0,655		— Dol.	0,77					
Th. + Dol. (+ A.) (Stör.)	0,518	} ← → Störung →		0,40	} ← →				
Th. + Dol. (+ Snd.)	0,10			—					
Anh. + Th.	0,10	} ← →		0,27	} ← →				
Th. + Sd.	0,665		— Thon	—					
Anh. (+ Dol.)	0,80	} ← →		1,22	} ← →				
Anh. + Th. + Sd.	0,10		(+ Th. 0,08) a. d. u. Gr.	0,07					
Anh. + Slz.	1,83	1,83	Anh. + Dol.	1,20	1,20				
oberes Salz	} in ca. 4,20 Tiefe Anh. (Slz + Sd)	} 0,60	} 8,60	a. Th. + dol. Th.	0,52	} 1,36	} oberes Salz	} 1,50	} 1,50
				Anh. + a. Th.	0,12				
				+ Th.	0,45				
				Th. + Gy.	0,27				
Zwisch.-Anh. + Th. + Sd.	2,40	2,40	— Th. — Sd.	2,60	2,60	Anh.	0,50	1,30	
unteres Salz	} Anh. + Slz. in 3,60 m Tiefe Anh. bei 4,40 m Anh. + Sd.	} 0,78	} 21,66	a. Th. + Anh.	0,35	} 6,70	} in 3,50 u. 4,50 Tiefe Sd. + Anh.	} ca. 13,86	} 15,46
				Anh. + sd. Dol.	0,15				
				Anh.	0,25				
				Anh. + Th.	0,20				
				a. Th. + Dol.	0,20				
				Anh.	3,36				
				Th. + Dol.	0,08				
				Anh. + Dol.	0,70				
anh. Dol.	1,03								
Anh. + Dol.	0,38								
Anh.	3,12		Anh.	2,32		Anh. + Dol.	17,55		
Dol.	4,80		Dol.	6,85		incl. Myoph.- Dolomit			

51,03 und  
48,14 gegen  
50,96 in  
Kleinlang-  
heim und  
58,60 in  
Bergheinfeld

Thon- und Sandeinlagerungen von Kleinlangheim im Bergheinfeldprofil fehlen, da ist die Mächtigkeit der anliegenden Komplexe verhältnismässig stärker. An ihrer Basis haben wir in Kleinlangheim 1,83 m Salz mit dem bezüglich der Lösungsstärke nächst niederen Niederschlagsprodukt Anhydrit gemischt, und in Burgbernheim 1,20 Anhydrit mit Dolomit, dem wieder nächst niederen (vgl. S. 115) Ausscheidungsprodukt. Es ist das die wünschenswertheste Gleichheit; sie stellt fest, dass die untere Hälfte der sogenannten Zwischenschichten in ganz intakter Reihenfolge sogar unter Erhaltung von Einzelheiten mit einem scharfen unteren Grenzabschluss von dichtem Anhydrit und Dolomit in ganz gleicher Weise vorhanden

ist, ob das Steinsalz nun da ist, oder nicht; diese Schichten können daher nicht als Auslaugungsresiduen gelten.

Man kommt nun im Profil nach unten zu einem 1,36 m starken Complex, in welchem in auffälliger Weise neben Anhydrit noch Thon, dolomitischer und anhydritischer Thon eine Rolle spielen; in den obern zwei Dritteln ist der Thon tiefdunkelschwarz, zum Theil etwas lettig, zum Theil auch noch in Schieferthonen, welche dolomitisch gebunden sind, vorhanden. Der obere Theil hat jedenfalls durch Auslaugung von auslaugungsfähigen Substanzen eine Störung und Zertrümmerung der Schichten erlitten; das Vorhandensein grosser Gypskrystalle lässt in erster Linie an Anhydritumwandlungen und -Auflösungen, welche auch natürlich Substanz in gewissen Mengen fortführen mussten, denken. Ich identificire diese Schicht (0,52 m) mit der im Profil von Kleinlangheim etwa 4,20 m unter der oberen Grenze liegenden Anhydritschicht, welche eine mittlere Einlagerung von Thon und Sand mit abgeschlossener Zone abgerollter Dolomitbröckchen einschliesst. Die mittlere Partie des Complexes von Bergrheinfeld zeigt Anhydrit und thonigen Anhydrit in normaler Lage, allerdings mit Horizontalspalten körnigen und faserigen Gypses; man sieht auch hier, dass die grössere Zerstörung durch die Partien leichterer Rutschungsmöglichkeit geht, welche letzteren den Wasserzutritt erleichtern und der weiteren Auslaugung vorarbeiten. Unten ist dieser Complex wieder durch eine isolirte Zone von grauem, fast ungelagerten Thon mit vielen kleinen Gypskryställchen (0,27 m) abgeschlossen, welche Masse direkt ein Auslaugungsrückstand genannt werden muss. Die Lage ist überdeckt durch ganz normal liegenden, im Wesentlichen unberührten Anhydrit, und ruht auf ganz gleichem Gestein auf, dessen Oberfläche aber in kleinen Buchten ausgenagt ist; da die unteren Randpartien der zweifellosen Umwandlung dieses Anhydrits sich nicht von der mittleren Zone unterscheiden, so vermüthe ich, dass es sich hier im Wesentlichen um eine Umsetzung und Umlagerung des liegenden Anhydrits dieser Schicht handelt. Nun ist die Frage zu beantworten, wann diese Auslaugung stattgefunden hat; wegen der höchst regelmässigen Auflagerung der Hangendschichten auf diesem Gypsthon könnte man an eine primäre Bildung denken, welche freilich einer besonderen Epoche entsprechen müsste. Nun ist zu erwägen, dass darunter ein 2,60 mächtiger Complex von dichtem, massiven Anhydrit folgt, dessen Mächtigkeit durch eine Anzahl schmaler Gypslagergänge zweifellos etwas stärker erscheint, als sie ursprünglich war; diesen Complex halte ich für ein Zeitäquivalent des ungefähr gleich mächtigen (2,40 m) Zwischenanhydrits von Kleinlangheim, der auch noch mit einer Mächtigkeit von 1,30 m im Schwebheimer Bohrloch auftritt; wir können dies umsomehr annehmen, als wir bei dem Vergleich der Anhydritbildungen untereinander durchaus nicht an die Verbreitung des Steinsalzes gebunden sind. Dieser Zwischenanhydrit, zwischen 21,60 und 8,60 m grosskörnigen, ungeschichteten Steinsalzes, ist nun wiederum teilweise ein Aequivalent des feinkörnigen Schichtensalzes von Heilbronn (zwischen 19 m und 12,5 m grosskörnigen, ungeschichteten Salzes) mit seinen Einschaltungen von feinen (von 0,02 m), sowie einzelnen sehr viel dickeren Anhydritbänken (von ca. 50 cm), worauf wir unten S. 107 zurückkommen. Während die untere Grenze dieses salzförenden Mittelcomplexes nach ENDRISS l. c. S. 41 scharf durch eine dünne Lage thonig-anhydritischer Substanz und durch ein scharfes Abschneiden von Anhydritsporaden des unteren grosskörnigen Salzcomplexes (vgl. l. c. Taf. IV, Fig. 1) bezeichnet wird, ist die obere durch eine etwa 1 m mächtige, halb Steinsalz, halb Anhydrit föhrende Lagermasse ausgezeichnet. Diese Zwischenmasse wird also durch eine Periode sehr wechselnder

Niederschläge bei seichterer Meereshöhe, randlicher Auflösung des alten Salzes mit nur centralem, häufiger durch Lösungswechsel unterbrochenen, raschen Absatze feinkörnigen Salzes charakterisirt. Der obere Salzcomplex bedeutet jedenfalls darnach eine grosse Verstärkung der Concentration, langem Anhalten derselben, eine Verstärkung der Meerestiefe und grössere Entfernung von allen Rand-Einflüssen. Zuerst hat man aber in stärkerem Auftreten von Anhydrit an der Basis des neuen Salzes ein allgemeines Sinken der Lösungsstärke, offenbar durch erneutes Eindringen des Meerwassers in den vorher abgeschnürten See dokumentirt, sonst würde das geschichtete Salz ohne Grenze in das ungeschichtete übergehen. Auf unser fränkisches Gebiet angewandt, musste solches Sinken der Lösungsstärke unter den Punkt der Anhydritauscheidung an vielen Punkten auf die Unterlage lösend wirken, besonders da, wo Lageveränderungen der Unterlage und Strömungen zu bemerken sind. An der betreffenden Stelle des Bergrheinfelder Profils sehen wir nun an der oberen Grenze des sonst so fein gebänderten, gleichmässig gelagerten Zwischenanhydrits primäre Verrutschungen in dieser Bänderung eintreten, wie wir gleiche Erscheinungen ja auch ausführlicher von Kleinlangheim an derselben Stelle beschrieben haben. — Ich halte daher die untersten 0,27 m des in Rede stehenden Complexes für einen primären Auslaugungsrückstand der Zerstörung des Untergrunds an der sehr bezeichnenden Grenze zwischen zwei Epochen des Aufbaues der Schichten des mittleren Muschelkalks; der gesammte Complex von 1,36 m Thon, Anhydrit, anhydritischen und dolomitischen Thon ist darnach ein seitlicher Ersatz des oberen Steinsalzlagers, welches in seiner Mächtigkeit an der dem Ausgehenden nahen Stelle bei Burgbernheim auch nur 1,50 m stark ist.

Die Parallelisirungen des Zwischenanhydrits von Kleinlangheim mit der erwähnten, geschichteten salzig-anhydritischen Zwischenbildung von Heilbronn, welche besonders durch die annähernd gleiche Mächtigkeit der das grosskörnige Salz enthaltenden Complexe im Hangenden und Liegenden (8,60 und 21,66 m in Kleinlangheim 12,15 und 19 m in Heilbronn) nahe gelegt wird, und die Gleichstellung dieser Bildungen mit den 2,60 m Anhydrit bei Burgbernheim ist im Vorhergehenden eingeschlossen (S. 107); es erübrigt für den nächsten Complex von 6,70 m anhydritisch-dolomitischer Bildungen, welcher zum Liegenden den scharf ausgeprägten Grundanhydrit besitzt (dieser ist mit den zugehörigen liegenden, nach oben anhydritführenden Dolomitschichten in Kleinlangheim 7,92 m, in Bergrheinfeld 9,17 m mächtig), die zeitliche Gleichstellung festzulegen.

In der Möglichkeit einer scharfen oberen Abgrenzung des Grundanhydrits liegt schon die Thatsache eingeschlossen, dass die erwähnten 6,70 m Niveauvertreter des unteren Steinsalzlagers sein müssen. Wenn man in diesen letzteren die erwähnten Anhydritzwischenlagen und ebenso die kleineren sporadischen Einschaltungen (welche ebensowohl sporadisch sein können, als man sie unwahrscheinlicher Weise als durchgehende Lage annimmt) zusammenzählt, so kämen höchstens 1,30 m in Betracht, welche in den 6,79 m von Bergrheinfeld noch enthalten sein könnten; es blieben also immer noch 5,40 m als wirkliche Vertretungsbildungen des Steinsalzes von 20—30 m Mächtigkeit übrig. Wie verhalten sich nun diese „Vertretungsschichten“? Die obersten fünf Abtheilungen von 1,15 m Gesamtmächtigkeit zeigen an mehreren Stellen Unregelmässigkeiten der Lagerung und begleitende Veränderung des Anhydrits; dabei zeigen sich aber dazwischenliegende, weniger und nicht berührte Partien; die Störungen sind dabei an jenen

Stellen, wo Thon oder sonstige Gesteinsabwechselungen in reicherer Lagerfolge die Festigkeit des Zusammenhaltens am ehesten in Frage stellen mussten, so dass wir auch hier bei genauer Abwägung der Verhältnisse sagen müssen, dass nur die horizontalen Rutschungen Ursache der Lagerungsstörungen im Kleinen, sowie des Eindringens von Feuchtigkeit gewesen sind, welche dann das Ihrige zur Vermehrung der etwas anormalen Erscheinungen gethan hat; wir sehen nicht umgekehrt etwa Anzeichen, dass durch vertikale Zerklüftung Wasser eingedrungen ist, Auflösungen vor sich gingen und die Decke eingebrochen ist. Die tieferen Schichten teilen sich wieder in zwei Complexe von 3,36 m und 2,11 m, welche durch eine schwache, wieder durch Thon und Dolomitschichtchen gehende Rutschungszone von 0,08 m getrennt sind. Beide tieferen Complexe selbst sind im Wesentlichen massiv einheitlich gebildet und ebenso im Grossen und Ganzen primäre Bildungen. Im oberen der beiden könnte man eine wenigstens theilweise Parallele sehen mit jenem bei Kleinlangheim ca. 1,20 starken Complex von Anhydrit, Anhydrit mit Salz, Salz und Anhydrit mit Sand, wenn es nicht wahrscheinlicher wäre, dass man diese Schichten in den mehr thonig-dolomitisch-anhydritischen Lagen unmittelbar darüber zu sehen hätte. Ebenso ist der dritte, unterste einheitliche Complex als eine ganz eigenartige Vertretungsbildung aus Anhydrit mit vorwiegenden dolomitischen Zonen und noch ganz normaler Lagerung zu erkennen, in dem nur die vielerwähnten Horizontalzersprengungen mit Fasergypsausfüllungen besonders an der unteren Grenze die Spuren späterer Einwirkungen darthuen.

Wir haben also in diesen Schichten primäre seitliche Vertreter des eigentlichen Steinsalzlagers zu sehen, welche auch in jeder Hinsicht dem Charakter des Anhydrithuts des Salzes entsprechen, denen nur alle sandigen Beimengungen fehlen, wie sie das eigentliche Hangende des noch vorhandenen Salzes bei Bergrheinfeld allerdings gering besitzt, wie sie aber den Anhydritzwischenbildungen des ganzen Salzes von Kleinlangheim eigen sind; statt dessen finden sich reichlich schwarze Schieferthone, dolomitische Thone und Dolomite, wie sie dort im centraleren Theil des Beckens verständlicher Weise gering vorhanden sind oder auch dort, wie die Dolomite, fast fehlen (vgl. S. 116). Nach dem Auftreten von Thonen und besonders Dolomit scheint daher das Gebiet von Bergrheinfeld weit von dem eigentlichen äusseren Bildungsrande des Salzlagers entfernt zu sein, wo also die Gewässer viel geringere Soolenconcentration besaßen; es müsste denn sein, dass man hier in der Nähe der Einstömungen von der Barre her sich befand, was auch manche Wahrscheinlichkeit hat (vgl. auch das Ueberwiegen von Dolomit im Basalanhydrit).

Wie der Charakter der seitlichen Salzvertretungsschichten bei Bergrheinfeld ein ähnlicher ist, als der des Salzhangenden, so sind auch die erwähnten Lagerungsstörungen hier nicht stärker wie in jenem, eher können sie etwas geringer genannt werden, und es ist auch aus diesem Grunde nicht nöthig, zu ihrer Erklärung die Auslaugung von Salz anzunehmen. Der einzige Punkt, wo dies vielleicht angehe, das wäre die Stelle (S. 97) mit 0,27 m Gypsthon oberhalb des 2,60 m mächtigen Zwischenanhydrits. Diese Stelle läge im Vertretungsraum des oberen Salzes; da dieses aber stets viel geringer ist, als das untere, weiterhin ähnliche Bildungen im unteren Vertretungsraum weder existiren, noch, wie erwähnt, den Bestandtheilen der Schichten nach eine frühere Vergesellschaftung mit Salzschiechten anzunehmen ist (S. 108), so muss die obere Schicht von 0,27 m auch anders erklärt werden; entweder ist sie ein primärer Gypsthon der Zerstörung von eben abgelagertem Anhydrit, oder ein sekundärer, infolge später, berginnerer, wesentlich

im Horizontalen vor sich gegangener Umwandlung von Thon- und Anhydritschichten.

Was die seitliche Salzvertretung betrifft, so habe ich schon mehrfach darauf aufmerksam gemacht, dass im württembergischen Salzlager die Mächtigkeit des Anhydrits in der Umgebung des Lagers viel grösser ist, als im salzföhrnden Innern des Beckens (vgl. Zeitschrift für prakt. Geol. 1899 Maiheft, u. desgl. 1901 Juliheft). Die daselbst mitgeteilte Berechnung verschiebt sich etwas durch zwei neuere, durch E. KOKEN (Geol. Spezialkarte der Umgegend von Kochendorf 1900 S. 56 und 57) bekannt gewordene Bohrungen, weshalb sie hier nochmals ausgeführt wird. Während die Gesamtmächtigkeit des Anhydrits über dem Salz in Heilbronn bei 40,5 Salz 46,9 (vgl. KOKEN l. c. 148) beträgt, zeigt sie bei drei Bohrungen zwischen 38 und 40 m Salz eine Durchschnittsmächtigkeit von 47,77 m, bei acht zwischen 20 und 30 m eine solche von 49,05 m, bei acht zwischen 10 und 20 m eine von 50,75 m, bei zwei zwischen 0 und 10 m (mit 8,52 und 9,03 Salz-mächtigkeit) eine solche von 56,6 m, bei zehn Bohrungen in der Umgebung des Salzes eine durchschnittliche Mächtigkeit von 64,379 (mit 67 m Maximum). In diese letztere Zahl ist nun auch der Basalanhydrit eingerechnet; seine Mächtigkeit im tieferen Innern des Beckens beträgt nur in einzelnen Fällen 8,97, 16,90 und 21,90; für fünf weitere (mit dem Maximum von 6,22) durchschnittlich 5,5 m, für zwölf noch mehr randlich gelegene (Maximum 4,50) nur 2,50 m. Nach Abzug dieser Zahlen für das Beckeninnere von der äusseren Anhydritmächtigkeit von 64,379 hat man hier immerhin noch eine Mächtigkeitszunahme von 6,72 m, also etwas mehr als die geringste beobachtete, durchschnittliche Mächtigkeit des Salzlagers in der Nähe des Abschneidens bei Wilhelmglück, und etwas weniger, als die geringst festgestellte Mächtigkeit des Neckarlagers bei Untereisheim mit 8,52 m, etwa die Hälfte der hier beobachteten Durchschnittszahl am Rande des ganzen Beckens als muthmassliche „Salzvertretung.“

Wenn wir die fränkischen Vorkommen hiermit vergleichen, so haben wir bei Burgbernheim eine Durchschnittsmächtigkeit des gesammten Hauptanhydrits von 49,58 gegen die gleichwerthige von 50,75 im schwäbischen Gebiet, für ca. 30 m Salz dagegen die Differenz von 50,96 gegen 46,9 (Heilbronn). Bei Berg-rheinfeld hat man als Vertretung der Salz-mächtigkeit einen Ueberschuss von 8,16 m, der den oben berechneten Zahlen im schwäbischen Becken sehr wohl entspricht. Trotzdem zeigt hier der Hauptanhydrit für sich noch eine Mächtigkeitszunahme von fast 8 m. Es scheint mir das eine Folge davon zu sein, dass wie dies oben ausgeführt wurde, die Entstehung des Hauptanhydrits eine ganz eigene, gegen die Bildung des Steinsalzlagers selbständige Periode ist, daher auch besondere Centren höchster Entwicklung vorliegen. Leider fehlt uns die Möglichkeit, in der Umgebung des schwäbischen Salzlagers so, wie bei Berg-rheinfeld, die Mächtigkeit des eigentlichen Hauptanhydrits festzustellen, um dessen Selbständigkeit auch hier zu prüfen. Bemerkenswerth ist immerhin die Gleichheit der Mächtigkeit des anhydritischen Salzhangenden zwischen Kleinlangheim und Berg-rheinfeld; diese Schichten waren als Abschluss des unteren Salzes noch nicht ganz von jener Selbständigkeit beeinflusst. Aus der durchschnittlichen Gleichartigkeit der wirklich auf Einschwemmung vom Lande her zurückzuföhrnden Einschaltungen von Burgbernheim, Kleinlangheim und Berg-rheinfeld möchte ich an ihre Herkunft aus OSO. glauben, d. h. von einer uns thatsächlich bekannten Muschelkalkküste her, welche auch den unteren Wellenkalk an vielen Stellen sandig erscheinen lässt. Diese Einschwemmungen haben nach der Zeit des Salz-

abschlusses die Concentrationsverhältnisse auf horizontal weitere Strecken hin ausgeglichen, als die, auf denen das Salzlager selbst zum Absatz kam; vielleicht hat eine beginnende Senkung im Norden die Soolgewässer langsam dahin abfließen lassen, was eine weitere Ursache der Ausbreitung sein musste, und zugleich die Periode vorbereitete, welche mit einem stärkeren Einbruch ozeanischer Einfluthungen die Kalke an der Basis des Hauptanhydrits bildete, überhaupt die Verschiebung der Meerestiefe einleitete, welche nun den Hauptanhydrit bei Bergheinfeld so mächtig werden liess. — Auf diese Senkung sind wohl auch die Fältelungserscheinungen der Thon- und Anhydritbänder in dem Salzhangenden zurückzuführen, welche bei Bergheinfeld stärker sind (dasselbst zweifellos auch sekundär verstärkt wurden).

Ueber die Beschaffenheit der liegenden Schichten des Salzes, „des Grundanhydrits,“ ist bis jetzt wenig, meist nicht mehr festgestellt worden, als dass wieder Gyps oder Anhydrit folgt; wir konnten aus den Profilen von Kleinlangheim und Bergheinfeld entnehmen, dass das Sulfat nicht Gyps, sondern tatsächlich primärer, dichter, feingebänderter Anhydrit ist, in dem nur lokal und ganz untergeordnet kleine, primäre, strahlige Concentrationen von Gyps zu bemerken sind. Darauf folgt in allmählichem Uebergang, stellenweise noch reichere Ansammlungen von Anhydritlinsen enthaltend, ein Complex dunkler Dolomite, welche noch zum mittleren Muschelkalk zu rechnen sind.\*) Darunter liegen zuerst mit einer gar nicht auffälligen Abgrenzung massige Kalke, die sich bald dem Wellenkalktypus nähern; sie werden aber nochmals von leeren, dunkelgrauen und blaugrauen Dolomiten unterlagert, die dann direkt zum Schaumkalk überleiten; die sonst versteinungsreichen Myophorienschichten sind also versteinungsleer und zum Theil dolomitisch, weswegen sie auch wohl in Burgbernheim zum liegenden Anhydrit (dasselbst mit 17,55 m angegeben) gerechnet wurden.

Diese Uebergangsregion vom mittleren zum unteren Muschelkalk ist besonders wichtig, da hier alle, auch die geringsten Anzeichen dafür fehlen, dass man es hier mit einer starken Epoche, mit grossen Continentalveränderungen und den ihnen sich anschliessenden Schichtenzerstörungen, mit Massenansammlungen von Detritus, welche theoretisch stets und unweigerlich einer sich zu einer Salzlösung concentrirenden Wasseransammlung in einem abflusslosen Continentalgebiet, und zwar in dessen auch die Haupsalzmächtigkeit zeigenden Tiefenregionen vorausgehen müssen, zu thun hat. Die Verhältnisse der Salzbasis stimmen aber eher mit der Möglichkeit der Verdampfung eines abgeschnittenen Meeresbeckens; dass aber ein solches ohne fortwährenden und langanhaltenden Zuschuss von Meereswasser kein Salzlager von einer Mächtigkeit, wie sie hier vorliegt, gebildet haben kann, das liegt auf der Hand (vgl. unten).

Was den Wellenkalk unter den besprochenen oberen Kalken und Dolomiten betrifft, so bietet der Schaumkalk stratigraphisch nichts Neues; wichtig ist nur der conglomeratische Charakter der unteren Schaumkalkbank und der beginnende und aufwärts zunehmende Gypsgehalt in der oberen Schaumkalkbank, an den sich sofort das Auftreten des Dolomits anschliesst; der Gypsgehalt ist an feinen, vertikalen Capillarspältchen und horizontalen Lagergängen bemerkbar, weiterhin als Ausfüllung kleiner Höhlungen; obwohl er hierhin überall sekundär gekommen ist, so liegen doch (S. 41 und 65) eingehend erörterte Anzeichen vor, dass er aus einer ursprünglich feinen Vertheilung in den Gesteinen stammt und in gewissen Lagen daselbst reichlicher auftritt; dieser Gehalt steigert sich, bis er in den Anhydritlinsen

\*) Wie in der „Salzvertretung“ überwiegt in Bergheinfeld hier der Dolomit!

ein primär-concentrirtes Auftreten erreicht; der conglomeratische Charakter der unteren Schaumkalkbank hat seine Parallele in gleichen Erscheinungen, welche FRANTZEN vom Meininger Muschelkalk mittheilte.

Was die Schichtenfolge im eigentlichen Wellenkalk anlangt, so ist es mir, trotzdem die Schichtenmächtigkeit nach dem Bohrregister so ziemlich vollständig vorliegt, wegen der einzelnen Abbröckelungen der Wellenknoten an den Endflächen der Kerne nicht gelungen, die Reihenfolge der verschiedenen wichtigeren Einschaltungen mit Petrefakten völlig sicher festzustellen; es sind das zwei Terebratelbänke und eine Bank mit *Spiriferina hirsuta* etc.

	Umgebung von Meiningen nach FRANTZEN	Bergrheinfeld
1. Schaumkalk und Myophorien-Schichten	9,4 m	9,57 m
2. Wellenkalk bis zur oberen Terbratelbank . . . . .	25,0 „	13,35 „
3. Wellenkalk bis zur unteren Terebratelbank . . . . .	4,5 „	6,15 „ (+ 7,00)
4. Wellenkalk bis zur Oolithbank . . .	27,5 „	50,23 „
5. Unterer Wellenkalk . . . . .	42,7 „	
	109,1 m	86,30 m

Im Grossen und Ganzen würde die Lage der Terebratelbank bei Bergheinfeld mit ihrer Lage bei Meiningen nach FRANTZEN (vgl. l. c. CXXII) übereinstimmen; der Spielraum, innerhalb dessen die beiden Bänke weiter auseinander gelegen haben könnten, ist nach unten nur weitere 7 m stark, da dann ein Wechsel der Krone stattfand, welche viel dünnere Kerne bohrte; es wird also die Folge wohl richtig sein. Das wird besonders dadurch bestätigt, dass etwas oberhalb der beiden Bänke eine Bank mit *Spiriferina hirsuta* und *Terebratula vulgaris* liegt, welche auch FRANTZEN von Meiningen mittheilt, eine Bank, die daselbst auch gelegentlich *Lima lineata*, *Gerv. mytiloides* etc. führen kann. Vertreter der beobachteten Oolithbank habe ich nicht finden können, die stärkere untere Hälfte des Wellenkalks führt nur eine Anzahl von Bänken mit zusammengeschwemmten Crinoidenstielgliedern.

Der Wellenkalk wird nach unten durch eine sehr eigenthümliche auffällige Bank grosskrystallisirten Kalks mit kleineren dunkleren Mergeleinschlüssen und erst unter dem Mikroskop deutlichen Fragmenten von Schalen abgeschlossen; wahrscheinlich bildet sie eine Vertretung der an dieser Stelle vereinzelt im Badischen von SCHALCH beobachteten Bleiglanzbank, einem wesentlich kompakten, krystallinisch körnigen, aber dolomitischen Kalkstein, der daselbst als Abschluss des Wellendolomits betrachtet wird (vgl. Erläuterungen zu Blatt Villingen 1899).

Für den darauffolgenden Wellendolomit mit 4,23 m haben wir ein von H. THÜRACH l. c. nochmals mitgetheiltes Profil SANDBERGER'S vom rothen Berg bei Gambach zum nächsten Vergleich, dessen Gesamtmächtigkeit 4,46 beträgt (dieser Punkt liegt ca. 82 km, rein ostwestlich gerechnet, Main abwärts). THÜRACH nimmt in Hinblick auf gewisse württembergische Vorkommen von Gyps und Salz in dieser Region, denen auch noch weitere daselbst anzuführen wären, an, dass in gewissen Schichten des Gambacher Profils Gyps, wie auch Steinsalz ausgelaugt wären.

Besonders nimmt er dies von einer eingelagerten Mergel-Breccie an. Obwohl wir der Annahme, dass bei der Erklärung einer sekundären Breccie zuerst und stets mit Eifer an eine vorhergehende Auslaugung wegführbarer Stoffe gedacht werden müsse, durchaus nicht zustimmen können, kann es ja immerhin sein, dass aus den dolomitischen Mergeln des Gambacher Profils Gyps oder Salz in feiner Verteilung entführt worden ist; dann wäre die Mächtigkeit noch etwas grösser gewesen, und wir hätten im fränkischen Wellendolomit von Westen nach Osten eine deutliche Mächtigkeitsabnahme, welche dafür sprechen könnte, dass dieser dem ganzen badischen Wellendolomit von der erwähnten Bleiglanzbank abwärts gleichzustellen wäre. Im Uebrigen ist zu bemerken, dass auch das Auftreten von Kalksulphat bei Bergrheinfeld wirklich Anhydrit und nicht Gyps ist.

Der Wellendolomit geht eigentlich ohne jede scharfe Grenze in das Röth über; zuerst tritt in stärkeren thonigen Einlagerungen rothe Färbung auf, der sich alsbald rothe Sandschmitzen und wirklicher Sandstein beigesellen; darauf folgen wieder unregelmässig schieferige Thone, zum Theil mit dolomitischen Knollen, und sandige Thone bis zu einer Tiefe von 16,5 m unter der oberen Grenze. Wie der Uebergang allmählich ist, die Gesteinsbildungen vergleichbar sind, so geht auch die Führung von Anhydrit in das Röth über. Inzwischen hat auch v. AMMON (Geogn. Jahreshfte 1900 S. 154) das Vorkommen von Kalksulphatknollen im Röth von Mellrichstadt festgestellt; auch hier sind es Anhydrit-Linsen, die nur an der Bohrkernoberfläche in Gyps übergegangen sind; einzelne Ausfüllungen von deutlichen Horizontalspalten zeigen sekundären Fasergyps. Leider war die obere Grenzregion und der Wellendolomit an dieser Stelle wegen der Meisselbohrung, die noch ca. 24 m bis ins Röth hinein anhielt, der Untersuchung nicht zugänglich.

##### **5. Ueber die mögliche Bildungsart der Schichten der Anhydritgruppe, des Wellenkalks und Röths.**

Wir haben schon oben kurz erwähnt, dass die Krystalle des körnigen Salzes meistens in der Vertikale deutlich verlängert sind, was auf ein gewisses Wachsthum am Boden des Salzbeckens unzweideutig hinweist; ein Versuch von A. SCHWAGER im Laboratorium des Kgl. Oberbergamts mit einem Liter fast concentrirter Salzlösung zeigte nach fast 1½ jähriger langsamer Verdunstung in Zimmertemperatur eine dem natürlichen Vorkommen ganz gleichartige Anordnung der Krystalle und deren starke Verlängerung in vertikaler Richtung. Die Krystalle bildeten sich bei diesem Versuch nach Eintritt der Uebersättigung meist an der Oberfläche des Wassers in normalen Würfeln, vergrösserten sich so lange, bis die Spannung der Oberflächenhaut überwunden war, sanken zu Boden und wuchsen dort weiter; in seitlicher Richtung ist letzteres Nachwachsthum durch die Nebeneinanderlagerung, in vertikaler Richtung durch die nachfolgende Ueberlagerung eingeschränkt. Einzelne Krystalle setzten sich an der Glaswand fest und rutschten dort sehr langsam nach unten, wobei sie sich besonders stark vergrösserten. Ist also die Zeit der Wanderung von der Oberfläche zum Boden gross, so werden die Krystalle sich stark allseitig vergrössern. Die oft recht merkliche Verlängerung grösserer Salzkryrstalle in der Vertikalen lässt auf ein gewisses Wachsthum von schon in ziemlicher Stärke auf dem Boden ankommenden Krystallen und eine gewisse Zeit freier nicht bedeckter Oberfläche der Salzkruste am Boden schliessen; beides lässt eine grössere Tiefe des Absatzbeckens folgern; je niedriger dieses ist, je kleiner gelangen die Krystalle auf den Boden und je geringer ist daselbst in

Folge der rascheren Bedeckung das Nachwachsthum. Der feste oberflächliche und innere Zusammenhalt des Salzbrockens und das kleinere Korn der älteren Kryställchen im obigen Versuch lässt ausserdem schliessen, dass ein Nachwachsthum unter der oberen Decke nicht mehr stattfindet; kleinere, doch nicht unbeträchtliche innere Höhlungen blieben so unausgefüllt, und es krystallisirte hier lang nadelförmig Gyps nicht Anhydrit (S. 109) aus.

In den Bohrkernen unserer Profile sind die schmalen, wandartigen Zwischenräume zwischen den vertikal verlängerten Krystallen ausserordentlich häufig durch Thon, anhydritischen Thon und Anhydrit ausgefüllt; es gelangen also gleichzeitig noch ganz andere Stoffe zum Absatz, ohne dass gerade da die Substanzen in die Salzkryrstalle in stärkerem Maasse hineingelangten, was jedenfalls hauptsächlich von einem jeweiligen Ueberragen der Krystallisationsoberfläche herrührt. Es wurden auch durch das seitliche Weiterwachsthum der Salzmassen am Boden die feinkörnigen, noch weichen, thonigen und anhydritisch-thonigen, mit Soole durchtränkten Massen vertikal eng zusammengeschoben und ursprünglich offenbar etwas flachere und breitere Einmündungszwischenräume zu hohen schmalen Wänden zusammengeschlossen; so stellt ENDRISS (die Steinsalzformation im mittleren Muschelkalk Württembergs, Stuttgart 1898, Taf. IV, Fig. 4 und 1) von Heilbronn bis 4,20 m hohe und 60 cm breite, wandartige Anhydritsporaden, Thonnester von 80 cm Höhe und ca. 8 cm Breite dar, welche an anderen Orten des Neckarbeckens gelegentlich Mannshöhe erreichen.

Eine andere Ursache von vertikal verlängerten Bildungen im körnigen Salz ist offenbar in Zusammenrutschungen zu suchen. Wir erwähnten oben die Möglichkeit der Entstehung von verschiedenartigen, mehr flachen Hohlräumen in einer bodenständigen Krystallmasse; diese können schliesslich zusammenbrechen, wobei der Ruck nach unten bewegend auf die Unreinigkeiten der ruhig darüberstehenden Soole wirkt, die sich sodann säulenförmig bis in bedeutende Höhen klärt. Es entstehen so in einer liegenden Krystallmasse Spalten oder auch trichterförmige Vertiefungen, welche sich zuvörderst mit Thon, Anhydrit und Salz füllen; die in dem darüber befindlichen wand- bis säulenförmigen Ueberraum mit seiner geklärten Lösung niederfallender Krystalle bleiben daher von allen Unreinigkeiten völlig befreit und bilden bis zu 12 m hohe Säulen von Klarsalz (vgl. ENDRISS, Taf. IV, Fig. 1) mit einem basalen Thoneste von 2 m Höhe und ebenso viel Breite; es ist selbstverständlich, dass dieser Ueberraum sowie auch die ihm entstammenden Salzmassen allmählich seitlich eingeengt werden und sich nach oben auszerren und zuspitzen. Zu dieser meiner Erklärung (vgl. Zeitschrift für prakt. Geol. 1901 S. 269) habe ich noch hinzuzufügen, dass in solchen geklärten Vertikalzügen auch das Salz grosskörniger ist; das kommt wohl daher, dass die vielen Unreinlichkeiten der Umgebung dort auch Anlass zu vielen kleineren Salzkryrstallisationen geben und so die Bedeckung rascher erfolgt, als in den Klarräumen, wo während des Niedersinkens, wie auch am Boden die Bedingungen zu grosskörniger Entwicklung günstiger sind.

Von einer nachträglichen Umkrystallisation der Salzlager, welche manche Forscher für möglich halten, kann an keiner Stelle die Rede sein; diese müsste auch auf den eingeschlossenen Anhydrit seinen veränderten Einfluss ausgeübt haben, wovon auch nicht die geringste Spur zu bemerken ist. Das ganze, oben entworfene Bild einer vertikal niedersinkenden und darnach vertikal aufwärts wachsenden Masse müsste völlig gestört sein.

Wenn, wie dies aus unseren Profilen mehrfach zu ersehen ist, die Anhydritoberfläche gegen das Salz hin im Kleinen zwar durchaus nicht horizontal und ebenflächig ist, so ist sie doch meistens geglättet; die Oberfläche des Salzes ist aber zackig unregelmässig, vgl. Taf. I, Fig. 3—5; Taf. I Fig. 4 zeigt den nicht geschlossenen Krystallisationsausgang einer Salzlage mit starken vertikalen Anhydritzwischenwänden mit schwachen, den Würzelflächen entsprechenden Anhydrit-Interpositionen und ihren endlichen Horizontalabschluss durch Anhydrit oder anhydritischen Thon, dem sich erst nach oben reinerer Thon und Sand anschliessen; da, wo zuerst dichter Anhydrit über den Krystallen folgt, wie er auch schon zwischen ihnen liegt, da ist die Salzoberfläche völlig rein in ihren Würfelkanten erhalten, der Nachlass der Lösungsconcentration ist also ein allmählicher; bei Fig. 3, wo anhydritischer Thon darüber folgt, ist sie gegen die Salzoberfläche durch stärkeres Nachlassen der Concentration stellenweise wieder etwas angefressen und geglättet; hier ist auch die Einschaltung bedeutend stärker, die Lösungsumwälzung ist nachhaltiger, Thon- und Sandeinschwemmungen, welche letzteren sich weiter oben einstellen, sind reichlicher als in ersterem Falle. Es ist klar, dass es sich hier um eine Erniedrigung der Salzlösung durch schwachsalzige oder gar halbsüsse Einschwemmungen handelt, und dass zuerst Anhydrit als niedrigere Auskrystallisationsstufe auftritt, dann Thon als leichter und rascher verschwemmbar Masse, und im Hangenden erst sich Sand einstellt; man befindet sich also an dem Punkt der Bohrung schon relativ weit von dem Einströmungsgebiet, da der Sand ein sehr feiner ist; seine äusserst zarte Lagerungsdiscordanz bekundet die Thatsache bewegter Ablagerung an Ort und Stelle, d. h. das Hereinreichen der Strömungswirkung auf dem Boden des Gewässers weit von ihrem Ausgangspunkt.

Genau wie bei einem unten zu besprechenden ähnlichen Fall aus dem Horizonte der oberen Dolomite von Bergrheinfeld, haben wir fast stets das Gleiche bei den übrigen, dem Salz eingeschalteten und aufliegenden Schichten von Kleinlangheim und Bergrheinfeld. Den feinen Sandeinlagerungen gehen stets zahlreiche schwächere Bänder von Anhydrit, thonigem Anhydrit und anhydritischem Thon oder ähnlich sich mengenden Einschaltungen von Dolomit voraus und diese schliessen jene in umgekehrter Folge nach oben ab; hierbei fälteln sich häufig die dünnen Schichten, rutschen zusammen und bilden kleine Mulden; hierin liegen Ausfüllungen mit Sand, welche letzteren wieder horizontal von Anhydrit und Thon abgeschnitten werden; öfters erscheinen diese Sandmulden wieder mitgefaltet. Wie diese Reihenfolge mit inniger Vermengung der Stoffe im Kleinen auf allmähliche Verdünnung und eventuell wiederkehrende Verstärkung der Soole hinweist, so glaube ich auch, dass die beschriebenen Rutschungs- und Faltungsprocesse nur im weichen Zustande unter Wasserbedeckung vor sich gehen können und nicht etwa Folgen von Austrocknungserscheinungen sind.

Aehnliches gilt für den gesammten oberen Salzabschluss; wir haben hier in Kleinlangheim zuerst 1,83 m Anhydrit mit Salzeinschlüssen, sodann 5,858 m Anhydrit mit Thon und Sandschmitzen, welche zusammen den eigentlichen „Anhydritthut“ des Salzes bilden, wovon, wie wir ausführten, der Hauptanhydrit mit seinen liegenden Kalken und Dolomiten als eine eigene Entwicklungsperiode mit einem völlig abweichenden Anfang und Umfang, mit völlig vom Abschluss des unteren Salzes differirenden Einflüssen wohl zu unterscheiden ist. Der Abschluss des eigentlichen Salzes ist eine ruckweise Erscheinung, welche sehr bald ins Stocken gerieth; sie erscheint als eine Süsswassereinschwemmung, welche wahrscheinlich von Ost-Südosten her eintrat, da sie an den drei nordsüdlich

übereinander gelegenen Bohrpunkten im Maass des eingeschwemmten Materials von Sand und Thon nicht sehr starke Unterschiede hervorbrachte, der nördlichste davon am wenigsten zeigt.

Die unterste Partie des Anhydrithuts, der Anhydrit mit Salzeinschlüssen und einzelnen thonigen Bändern mit Anhydritlinsen, zeigt das erste Stadium der Aenderung der Lösungsverhältnisse. Süsseres Wasser mit schlammigen Beimengungen verbreitete sich bei sonst gleichbleibenden Verdunstungsverhältnissen, in Zügen vertheilt, auf der Oberfläche des Salzbeckens; es findet eine Vermischung statt; lokal dauern die Salzausscheidungen noch fort, besonders das Wachstum am Boden; die thonigen Verunreinigungen werden bei der Vermischung mit der noch starken Soole rasch niedergeschlagen, und endlich wird durch neue Flüssigkeitsnachschiebe die Concentration der Salzsoole in ganzer Höhe so weit herabgesetzt, dass sie auf dem Punkt allgemeiner Anhydritausscheidung angelangt ist. Nun können auch bei geringerer Dichte der Lösung die Einschwemmungen auf dem Boden des Wassers sich deutlicher bemerkbar machen, und so zeigen sich gegen die Mitte des oberen Theils des Anhydrithuts die reineren Thon- und Sandeinschwemmungen; diese erreichen kein bedeutendes Maass, da die Einströmungen aufhören und der Anhydrit wieder, zwar immer noch thonreich und wechselnd, aber doch etwas gleichmässiger und fester, zur Ausbildung kommt, bis diese Periode plötzlich durch eine Dolomitbildung abgeschnitten wird. Wahrscheinlich werden die erwähnten, nach dem Beckeninneren natürlich rasch sehr schwach werdenden, bodenläufigen Einströmungen noch durch die nothwendig dazutretenden Bodenströmungen verstärkt, welche nach der Periode der Verdünnung durch die wieder neuzunehmende Concentration sich einstellen mussten; dies findet natürlich in erster Linie bei jenen Einströmungen statt, welche randlich das unmittelbar liegende Salzlager berühren konnten, sich dort übersättigten und mit erhöhter Geschwindigkeit abflossen; dass diese schwachen Strömungserscheinungen auch feinkörnigste Sandschmitzen von minutiöser Horizontalausdehnung und Dicke nach den centralen Theilen des Beckens zur Zeit der Anhydritbildung, also bei geringerer Concentration, verschwemmen konnten, ist klar; zur Zeit der Salzbildung selbst fehlt aber jeder Sandeinzug; auch bilden diese Sandvorkommen, was höchst bedeutungsvoll ist, nicht das Liegende oder Hangende der Anhydriteinschaltungen, sondern sind stets in deren mittleren bis oberen Regionen eingeschlossen.

Wir haben hier also einen ganz allmählichen Abschluss des eigentlichen Salzvorkommens mit den Anzeichen einer einfachen und normalen Verminderung der Concentration; dieser muss ebenso als normal gelten, wie die Anhydritbasis als Zunahme der Lösungsdichte gilt: es liegen hier zu unterst bituminöse Dolomite nach oben mit Anhydritlinsen, dann geschlossener Anhydrit, endlich Anhydrit mit Salzeinschlüssen. Diese Salzeinschlüsse kommen hier, wie erwähnt, nesterartig in anhydritisch-thonigen Ausweitungen des dichteren Anhydrits vor, da die beginnende Salzausscheidung, der Eintritt hoher lokaler Concentration auch die daselbst vertheilten thonigen Verunreinigungen energischer niederschlägt.

Gegen diese unsere Darstellung eines submarinen Salzabschlusses könnte nun eingewandt werden, dass in den beiden oben in der Ausführung des Burgbernheimer Profiles erwähnten (S. 59 u. 96) Zwischenbildungen mit Thon und Sand (vgl. Taf. 1, Fig. 3 und 4) die Einströmungsanzeichen schon fast unmittelbar über der Salz-Anhydritgrenze folgten und zwar eigentlich ohne stärkere Zwischenbildungen, und dass daher hier im Inneren des Salzlagers eine viel tiefer greifende Einströmung

und Aussüssung stattgefunden haben müsste als beim Abschluss des Salzes selbst. Wir haben hier zuerst zu erwähnen, dass die Stelle bei Burgbernheim der Muschelkalkküste viel näher lag, als die bei Kleinlangheim, wo man sich mehr der Mitte der maximalen Absatzstärke der salinischen Gebilde nähert; an letzterem Orte fehlt bezeichnender Weise in der einen jener beiden zu parallelisirenden Lagen der Sand ganz, in der andern ist er nur schwach vertreten; dagegen ist besonders in der oberen der Anhydrit bedeutend mächtiger, und wir nähern uns hiermit aufwärts auf ca. 3,5 m dem eigenthümlichen Zwischenanhydrit, welcher eine constante und stärkere Zwischenbildung im eigentlichen Salzlager darstellt. Wir können diese auch etwas reichlicher sandführende Zwischenbildung und noch das Salz bis zu jenen beiden ihnen nach unten angegliederten Anhydrit-Sandlagen, welcher Complex, zusammengefasst, etwa 6—7 m (Kleinlangheim) mächtig ist, auf den höchst eigenartigen, 9 m mächtigen (sandlosen) mittleren Salzhorizont von Heilbronn beziehen, welcher durch feinkörniges, dünngeschichtetes Salz mit feinen Anhydritzwischenlagen charakterisirt ist. Wir haben ausgeführt (vgl. Zeitschrift für praktische Geologie 1899 S. 162 und ebenda 1899 S. 299), dass dem Absatz dieses Lagers eine starke Süsswasser-einströmung und eine ziemlich ausgedehnte Flächenauflösung des älteren Salzes vorherging, und dass die aufgelösten Salzmassen nach der Mitte des Beckens unter Einwirkung gleichbleibender Verhältnisse der Verdunstung zu einem raschen Absatz kamen; die dazwischen eintretenden zahlreichen Lösungsschwankungen bildeten die Anhydriteinschaltungen des Schichtensalzes. Die baldige, völlige Wiederherstellung der alten Meeresverhältnisse ohne süsse Einströmungen verursachten dann das bei Heilbronn 12,5 m mächtige obere, ungeschichtete, grosskörnige Salz. — In den fränkischen Vorkommen konnten wir diese Schaltperiode in drei stossweise kürzere, durch etwas stärkere und körnigere Salzzwischenregionen getrennte Anhydritbildungszeiten aufgelöst annehmen, wobei jedenfalls auch randliche Auflösungen des älteren Salzlagers zu bemerken sind, denn die sandigen und anhydritischen Partien zeigen oft ganz kleine fragmentäre Salzkörner, welche vielleicht verkleinerte Salzgeschiebe der Randzone sind, die bei der noch vorhandenen und auch sehr bald eben durch die Annäherung wieder verstärkten Concentration nicht ganz zum Verschwinden kamen; sie sind daher in den Sandschmitzen, welche die relativ stärkste Strömung verrathen und ebenso in die neu beginnende Anhydritbildung eingeschlossen.

Diese Zwischenepisode stört daher durchaus nicht in der Auffassung des normalen endgiltigen Abschlusses, welcher nur langsamer und aus bestimmten Gründen auch nachhaltiger eintrat und so in gleicher Weise die württembergischen wie die fränkischen Salzvorkommen insgesamt nach oben abgrenzt. \*)

In ganz kleinen, wie in grösseren Thatsachen der Profile haben wir hier als Abschlussursache der Salzlager und anderer salinischer Absätze in vollendeter Gesetzmässigkeit die Abnahme der Lösungsstärke festgestellt und als weiteren Anlass dazu Wassereinschwemmungen gefolgert, welche, da wir uns an uferfernen Punkten befinden, ihr Einschwemmungsmaterial nach Verdünnung der Salzlösungen zuerst mit Anhydritausscheidungen, darnach zuerst in Thonen und dann in Sanden an Ort

\*) In der Mitte der oberen Abtheilung des Salzes von Kleinlangheim zeigt sich auch eine starke Anhydritlage, welche gleichfalls in ihrer Mitte oben und unten von anhydritischem Thon begrenzte Sandschmitzen aufweist; die Lösungsconcentration nimmt daher auch hier bis zur örtlichen Ankunft der von der Einschwemmungsursache länger bewegten Sande ab und verstärkt sich ebenso wieder beim Nachlassen dieser Wirkungen.

und Stelle niederbrachten; an ufernahen, der Zerstörung durch Einschwemmungen selbst ausgesetzten Stellen würde zuerst das gröbere Material abgelagert und dann könnten — wenn überhaupt — die feineren Bestandtheile zur Ruhe kommen; ferne von den Einströmungen kommt natürlich zuerst eine Quantität der Einströmungsgewässer selbst, welche verdünnend wirkt, dann die leichter mitgerissenen Partikel, zuletzt erst das langsamer transportirbare — wenn überhaupt so weit sich ausbreitende — Material zur Ruhe; eine Erscheinung, welche wir auch für die Breccie im hangenden Dolomit noch besprechen werden. Wir sind im vorigen Kap. S. 94—98 auf mögliche Einzelheiten der Abschlussperiode des Salzes eingegangen und erinnern hier noch daran, dass das Salzlager selbst auch seitliche Vertretungsbildungen besitzt, welche im Grossen und Ganzen dem Charakter des Hangenden des Salzes entsprechen; ein besonderer Unterschied, das Vorwalten dolomitischer Schichten, weist z. B. bei Bergheinfeld auf Gebiete hin, in welchen die Concentrationsverhältnisse ganz bedeutend niedriger gewesen sein mussten und fern von dem Hauptsalzbildungscentrum eine Vergesellschaftung mit sogar geringen Salzausscheidungen so gut wie ausgeschlossen ist (vgl. unten S. 116).

Für den Abschluss des Muschelkalksalzlagers in Süddeutschland kann also jene Auffassung der Entstehung des „Salzthones“ nicht Platz greifen, welche von JOH. WALTHER (vgl. Das Gesetz der Wüstenbildung Berl. 1900\*) und nach ihm auch von EB. FRAAS und F. A. FÜRER vertreten wird.\*\*\*) Hier existirt überhaupt kein eigentlicher „Salzthon“ unmittelbar über dem Salz, sondern normal eine Anhydritdecke, welche zwar thonige Schichten enthält und so lithologisch zu manchen Vorkommen von Salzthonen von ferneher überleitet. Nach unserer Auffassung wird selten eine so rapide Abnahme der Concentration einer salzabscheidenden Soole eintreten, dass sie nicht noch die Bildung einer dünnen Lage von Anhydrit, von thonigem Anhydrit oder anhydritischem Salzthon bei noch fehlender oder geringer Auflösung der Salzoberfläche zuliesse und so das Salzlager von der weiteren Zerstörung wenigstens vorläufig abschliesse. Dabei ist zu bedenken, dass in den noch concentrirten Lösungsmassen alle thonigen Substanzen rasch niedergeschlagen werden, es zeigt sich aber stets dabei weitvertheilte Salz- und Anhydritführung als Beweis des Niederschlags im Wasser; die Anhydritführung zeigt sich im Thon entweder in gleichmässiger Vertheilung, oder in Linsen und Bänken. Der hangende Salzthon ist daher im Allgemeinen nur eine besondere, eigenartige Form des normalen Anhydritthones nach den Ausführungen von OCHSENIUS. — Andererseits ist zu bemerken, dass der Begriff „Salzthon“ ein petrographisch und petrogenetisch ziemlich weiter Begriff ist; es kann Salzthone geben, welche zum grossen Theil in der That Auflösungsresiduen eines Theiles von Salzlager und zwar unmittelbar nach dem Abschluss der Entstehung dieser Lager sind, die bald durch ihre Art und die eigene diagenetische Festigung (Anhydrit- und Gypsbildung) für das Salzlager eine genügende Schutzdecke bildeten; es gibt gewiss auch Salzthone später erdinnerlicher Oberflächenannagung des Salzes genug, welche ebenfalls das Salz nach einiger Zeit der Auslaugung abdichten mussten, wie man dies schon in älterer Zeit in unangenehmster Weise beim

\*) „Wasserfluthen können doch unmöglich einen wasserundurchlässigen Abschluss erzeugen; und so scheint mir der Kernpunkt jeder Hypothese über die Bildung von Salzlager darin zu liegen, dass man erklärt, wie das gebildete Salzgestein gegen transgredirende Gewässer geschützt worden ist“ (l. c. S. 133). — Die Undurchlässigkeit der „Salzthone“ beruht hauptsächlich in den horizontal eingeschalteten, oft überwiegenden Anhydriten, welche zu einer Zeit niedergeschlagen werden und den Boden decken können, zu der die Lösungsverdünnung das Salz noch nicht anzugreifen brauchte.

\*\*) Salzbergbau und Salinenkunde, vgl. Ref. von OCHSENIUS in „Natur“ 1901, No. 6, 78.

Betrieb von Bohrlöchern zur Soolegewinnung erfahren hat (vgl. ALBERTI, Ueberblick über die Trias S. 12—13 und Zeitschr. für prakt. Geologie 1901 S. 271). Auch die Kalisalzlager sind durchaus nicht stets durch sog. „Salzthone“ geschützt, sondern oft in normaler Weise durch das in Folge zuerst schwacher Verdünnung der Soole zunächst in der Flüssigkeit sich noch ausscheidende Chlornatrium, dann erst durch Anhydrit und Salzthone; von diesen letzteren müsste, ehe man zu allgemeinen Resultaten schreitet, immer erst noch festgestellt werden, ob es wirklich primäre Bildungen sind oder ob sie auf sekundäre Ereignisse zurückgeführt werden müssen, wie wir solche oben kurz berührten, die aber mit Begebenheiten bei und nach dem Abschluss der ersten Salzbildung gar nichts zu thun haben.

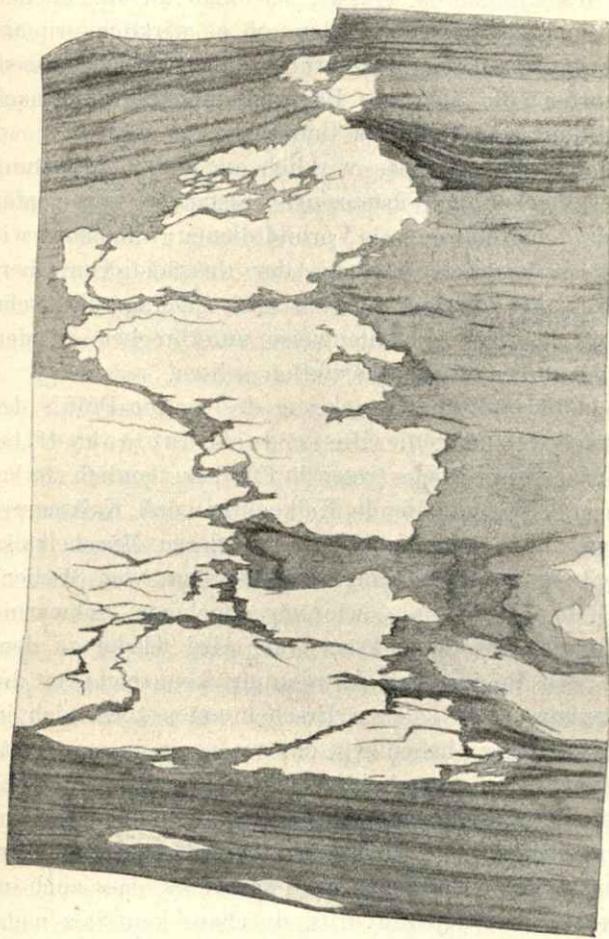
Wie ein Salzlager aussehen müsste, welches wirklich aus der Verdunstung des Sammelwassers in abflusslosen Becken in Wüstenzonen entstanden wäre, dafür könnte annähernd das mittlere Salz von Heilbronn als Vorbild dienen; nur haben wir hier ausnahmsweise rasche Salzconcentration in Folge der thatsächlichen Oberflächenauflösung des tieferen Salzes; an der Basis müssten noch mächtige klastische Sedimente liegen, welche sowohl das Salz schichtenweise unterbrechen würden und jedenfalls die Salzmächtigkeit bedeutend übertreffen sollten. —

Wir fügen hier noch gleich die weitere Entwicklung des ganzen Profils der Anhydritgruppe hinzu und betrachten zuerst die Basis des Hauptanhydrits; nach einer schwachen, dolomitischen Zwischenlage treten in Franken ziemlich starke, fragmentarische organische Einschlüsse enthaltende Kalkoolithe und Kalkmergel auf, über welchen Dolomite folgen; die neue Epoche des mittleren Muschelkalks beginnt also mit einer Wiederholung der Uebergangsschichtenfolge vom Wellenkalk zum liegenden Anhydrit, d. h. eine gewisse, wie wir annehmen, submarine Abtrennung, welche während der Salzperiode wirksam war, wird wieder zu dem Stadium zurückgeführt, welches den Beginn der Abtrennung kennzeichnet; die gebildete Scheide musste sich senken. Von solchen Erscheinungen zeigt sich in der Tiefe des Salzbeckens nichts; dagegen haben wir da, wo nach unserer Feststellung kein Salz mehr gebildet wurde, in Bergrheinfeld, als Unterlage des Ooliths eine zertrümmerte Dolomitschicht, deren steil stehende Faltungszerrümmung auf eine tektonische Oberflächenverringerung, d. h. Verflachung einer älteren, faltigen Erhebung, auf eine Senkung hinweisen kann. Hierdurch wohl kommt es, dass auch im Beckeninnern, im Verbreitungsgebiet des Hauptanhydrits, durchaus kein Salz mehr zur Abscheidung kommt; ebenso hören im Hauptanhydrit stärkere Einströmungen vom Lande her völlig auf. Wie die Senkung einer untermeerischen Bodenwelle nördlich von der Salzverbreitung, d. h. in der Richtung nach dem offenen Ozean des Muschelkalkmeeres, auf eine innigere Verbindung mit diesem hinweist, so sind auch in gleicher Weise die Vorkommen von Fischen und Nothosauridenresten im oberen Anhydrit zu deuten.

Wir kommen nun zu den verschiedenen Ablagerungsarten des Anhydrits,\*) wobei wir auch die tieferen Vorkommen bis ins Röth von Bergrheinfeld berücksichtigen. Als unterste Stufe einer sehr langsamen Bildung begegnen wir dem

\*) Die Entstehungsbedingungen des Anhydrits sind noch unbekannt; nach VAN'T HOFF'S Untersuchungen scheint seine Ausscheidung lediglich an das Vorhandensein anderer Salze gebunden zu sein, da schon das Halhydrat des Calciumsulfats unter Anwesenheit gewisser Mengen von Chlormagnesium entsteht; dies scheint insofern mit anderen Thatsachen übereinzustimmen, als das Chlormagnesium, wie auch EB. FRAAS annimmt, wohl schon zur Dolomitbildung beiträgt und so die Reihenfolge von Kalk zu Dolomit zu Anhydrit als eine der Sättigungssteigerung entsprechende Ausscheidungsfolge dem Verständnis näher gebracht werden kann.

vereinzelt grosskrystallinen Auftreten in den unteren Dolomiten des Hauptanhydrits; es sind das vereinzelt niederfallende Krystalle, welche bei nur sehr allmählich sich verstärkender oder gleich bleibender Lösung und bei völlig mangelnder Bedeckung durch nachfallende Krystalle so lange in die Höhe wachsen, bis die wieder eintretende Bedeckung durch Dolomit, welcher sich hier wahrscheinlich autochthon ausscheidet,\*) das



Figur 4.

( $\frac{2}{3}$  nat. Grösse.) Vertikaler Aufbau von Anhydritlinsen im Dolomit mit Bändern von thonigem Dolomit; man erkennt einerseits den Aufbau grösserer aus kleinen Linsen und der dadurch bedingten linsenartigen seitlichen Vorragungen der am Boden wachsenden grösseren Linsen und ihre hierdurch verursachte suturartige Verwachsung. Während des Wachstums der Linsen waren die Einströmungen dolomitischen Materials nicht scharf horizontal gerichtet; das obere Ende der Linsensäule zeigt die seitliche Anlagerung der neu beginnenden Schichtung an eine überragende Anhydritlinse.

Wachstum hindert. Endlich überwuchert die Anhydritbildung und es entstehen sogleich massenhafte Ausscheidungen von Aggregaten kleinerer Krystalle, welche sich am Boden zuerst zu kleineren Linsen und endlich rasch zu ganzen Bändern, das heisst völligen Schichten schliessen.

Das linsenartige Wachstum des Anhydrits ist nicht leicht zu verstehen; man kennt die Anhydritlinsen im Thon, Sand, Kalkmergel, Dolomit und allen ihren Zwischenstufen; man kennt mehr und weniger getrennte, massenhafte Ansammlung kleiner Linsen, welche sich ebenso zu Schichten, wie zu grossen Linsen zusammen schliessen; man hat auch grosse Linsen, welche diese Entstehung nicht zeigen. Die Frage geht nun nach dem Ort und der Art der Entstehung; die erste Erwägung betrifft die Möglichkeit einer „concretionären“ Entstehung als diagenetischer Vorgang im Innern einer schon abgelagerten Schicht. Dagegen spricht, dass in der feineren Schichtung und Bänderung der Umgebung jedes Anzeichen einer durch die Bildung grösserer Concretionen entstandenen Auseinandertreibung und gestörten Lagerung fehlt; jedoch fehlen die Anzeichen einer diagenetischen Vergrösserung

\*) Jedenfalls liegt dies Gebiet dem der Dolomitbildung sehr nahe und wurde der feine Niederschlag durch die schwachen, am Meeresgrund nach den Tiefenregionen der nach Lösungsstärke nächsthöheren Anhydritausscheidung abziehenden Bodenströmungen gesättigter Lösungen dahin verschleppt.

nicht ganz; es zeigen sich stets eigenartige Zacken, mit welchen die Linsen seitlich ineinander greifen und sich suturartig verbinden; die Suture selbst wird dabei durch die Gesteinszwischenmasse in wechselnder Stärke bis zu einem ganz feinen Band, das oft ein gleichmässiges, die Linsen umgebendes Maschennetz darstellt, gebildet; wo dieses ganz fehlt, wachsen eben die Linsen zu einem grösseren linsenartigen Complex zusammen; ein besonderes seitliches Wachstum am Boden in den allerersten Stadien der Diagenese ist daher ebenso zweifellos, wie das seitliche Wachstum der Salzkristalle und die allmähliche Einengung der zwischen ihnen befindlichen, vertikal verlängerten Anhydrit- und Thonsporaden als Ausfüllungen grösserer Zwischenräume zwischen vertikal aufwärts wachsenden Salzmassen, die, wie erwähnt, oft eine Höhe von 4—5 m erreichen können.

Schon bei kleinen Linsen ist häufig die seitliche steile Endigung bemerkenswerth; diese zeigt sich auch bei grösseren, wobei der Aufbau aus kleineren Linsen durch das linsenartige Herausragen einzelner Theile und spitzige Hereinragen der umgebenden Gesteinsmasse deutlich ist (vgl. v. AMMON, Tiefbohrung von Mellrichstadt, Geogn. Jahresh. XIII, S. 184, Fig. 12). Fig. 4 zeigt den vertikal säulenartigen Aufbau von Linsen aus dem Röth von Bergrheinfeld; in den oberen Dolomiten desselben Profils kommen sie bis zu 25 und 35 cm Höhe und geringer Breite vor. Eine horizontale Zusammenschwemmung kleiner Linsen zu solcher vertikaler Ansammlung ist natürlich ausgeschlossen, auch ein Niederfall von graupelartigen Linsen, wie es W. FRANTZEN annimmt, kann solche Ausgestaltung niemals erklären.

Letztere Hypothese, welche auf die wesentlich horizontal ausgebreiteten Vorkommen vereinzelter kleiner Anhydritlinsen im permischen Anhydritknotenschiefer gegründet ist, bedarf überhaupt zunächst einer eingehenderen Besprechung. FRANTZEN glaubt, diese kleinen Linsen, welche wir als Componenten der grossen ansehen, könnten sich nicht am Meeresgrunde gebildet haben, da sich sonst Beimischungen des dort lagernden Schlammes darin vorfinden müssten; sie seien „offenbar in ähnlicher Weise, wie die Graupeln bei einem Hagelwetter in der Luft, freischwebend im Meerwasser entstanden und darauf langsam zu Boden gefallen“ (vgl. Jahrb. d. k. pr. geol. Landesanstalt XV, 1894, S. 95). Dies müsste natürlich auch für die grösseren und ganz grossen Linsen von Anhydrit gelten, wenigstens müssten die zur Bildung der grössten Linsen in dem räthselhaften Vertikalaufbau zusammengetreten kleineren Linsen rein sein und der sie, wie wir ausführten, am Boden verbindende Anhydrit unrein; davon ist nicht das Geringste zu merken; ihre Bildung ist jedenfalls einheitlich: grössere Linsen ohne jede Spur eines Zusammenwachstums, kleinere und deutlich zusammengewachsene Linsen müssen an einem Ort entstanden sein und ich sehe keine andere Möglichkeit als die am Meeresboden; man findet nirgends eine Beimischung der umgebenden Substanzen; auch bei noch so grossen einheitlichen Linsen, z. B. in Dolomit, habe ich mikroskopisch die schärfste Trennung beobachtet; nur in den Linsen des Röthelschiefers von Mellrichstadt findet sich eine ganz leichte Färbung, welche aber nicht in thonig-sandigen Beimengungen, sondern wie beim röthlichen Salz, in Eisenoxydeinschlüssen besteht.\*) Weder in den Linsen des Röth von Mellrichstadt noch in jenen von

\*) Auch hier zeigt sich, dass die intensiv rothe Färbung der Röthelschiefer- und Röthschichten beider Profile die ursprüngliche ist; in theilweise durch Reduktion ganz grüngefärbten horizontalen Partien, in denen rundliche Flecken mit rothem Kerne und mit schön grünlichem Hof noch zu erkennen sind, finden sich auch noch die unberührten Anhydritlinsen mit wohl erhaltener, leicht

Bergrheinfeld, noch sonst in gefärbten Schichten habe ich da, wo der Anhydrit in diesen Linsen oder linsenartigen Bändern ausgeschieden ist, irgend welche Substanzmischungen mit der Umgebung wahrgenommen.

Trotzdem halte ich an dem Grundgedanken von FRANTZEN fest und glaube, dass in vielen Fällen da, wo Anhydritbildung am thonigen Meeresboden stattfindet, je nachdem anhydritischer Thon und thoniger Anhydrit entsteht; und weiter, dass die Anhydritlinsen zwar am Meeresboden, aber nicht unmittelbar in der Trübungssphäre schlammiger Anschwemmung sich bilden konnten. Die eine Vorbedingung ist, dass die Linsen immer mit ihrer gerundeten Oberfläche von ihrem Auflagerungsboden etwas erhöht in eine klare Lösung, welche noch so stark ist, dass sie zu einer Anhydritdeckenbildung Anlass gab, hineinragen, andererseits eine viel langsamere stattfindende Sedimentation feinsten Theilchen von Thon, Sand, Thon und Sand, Dolomitpartikelchen etc. durch eine ausserordentlich schwache, aber immerhin wirksame Strömung stattfindet; eine solche Boden-Unterströmung ist immer da vorhanden, wo irgend eine Salzlösung sich mehr und mehr verdichtet; diese erzeugt zwar eine schwache Vorwärtsbewegung der Theilchen, gestattet aber wegen ihrer Schwere keine unregelmässige Aufwärtsbewegung feinsten Partikel, d. h. sie drückt alle Trübung zu Boden. Ueber das Niveau dieser sich den kleinsten Unregelmässigkeiten des Bodens anpassenden, sedimentären Fortbewegungen ragt nun das Wachsthum der Linsen hinaus; es ist leicht möglich, dass beim Niedersinken der ersten isolierten Anhydritkryställchen sich schon einige vor der Ankunft auf dem Boden zu Krystallgruppen vereinigt haben, in grösserem Maassstabe kann das aber deswegen nicht eingetreten sein, weil der Niederfall zur Zeit der Bildung der Linsen kein allgemeiner, sondern nur ein lokalisirter sein konnte und wegen der allgemein erheblichen Kleinheit der Krystalle die Annahme einer bodennahen Entstehung eher berechtigt ist, d. h. die Annahme eines durchsunkenen grösseren Weges sich verbietet.\*) Die kleinen Krystallgruppen bildeten Unebenheiten auf dem Boden, bei sehr langsamer Sedimentirung und der bekannten Concentrationsneigung nach Anfangspunkten der Krystallisation bildeten sich in der nächsten Umgebung solcher Gruppen nun Krystalle, welche zu den kleinen Linsen zusammentraten und diese wieder zu grösseren, die je nach dem Maass der umgebenden Sedimentation die scharfe Schlammgrenze mehr oder weniger weit überragen, deren Breitenwachsthum auch von der Concentration abhängt. Bleibt das Maass des Breitenwachsthums und das der Sedimentation lange Zeit gleich, so entstehen die stark säulenförmigen Linsenansammlungen; sie sind nur auf etwa diese Weise zu erklären. Wir haben ein lokal concretionäres Wachstum von bodenständigen Centren in die überlagernde klare Lösung hinein, die bei geringem, durch horizontale Anschwemmung beschränktem Seitenwachstum hauptsächlich ein Vertikalwachsthum erreichen müssen.

---

röthlicher Eisenoxydfärbung. Es ist daher völlig H. THÜRACH beizustimmen, der neuerdings Aehnliches für gewisse rothe Keupermergel behauptet hat (vgl. Geogn. Jahreshfte 1900, S. 47 und 48). Da indessen auch die in dunkelgrün-schwarzem Thon eingebetteten, linsenartigen Dolomitknollen im Wellendolomit und Röth eine zweifellos primäre grüne Färbung haben, so ist zu schliessen, dass solche Reduktionsprocesse nicht nur diagenetisch, sondern schon während der Zusammensetzung der Schichten wirken konnten.

\*) Man könnte eher die Ansicht vertreten, dass z. B. die erwiesenermassen grösseren Anhydritkryställchen der kleinen dunkleren Knötchen im Anhydritknottenschiefer einen weiteren Weg während des Niederfallens durchgemacht hätten; es ist mir aber wahrscheinlicher, dass diese Knötchen innerhalb der Schlammmasse selbst wirklich concretionärer Entstehung sind, da sie nach FRANTZEN ja auch die grösseren weissen Knoten inkrustiren.

Es wäre nun der Beweis zu erbringen, dass die Linsen thatsächlich über die Sedimentationsgrenze hinausragen und zwar längere Zeit, so dass die Annahme eines fortschreitenden Vertikalwachstums nicht abzuweisen ist. — Hier haben wir eine Beobachtung von W. FRANTZEN zu erwähnen, welche wir als eine eigentlich allgemeine aufstellen müssen; FRANTZEN erwähnt l. c. im Anhydrit dunkle und lichtgraue Schichtlamellen, die ersten kalkig, die letzteren dolomitisch; davon sagt er wörtlich l. c. S. 95: „die dunkeln und lichtgrauen Schichten setzen entweder an den Knoten ab, oder sie ziehen über dieselben hinweg, in dem sie sich dabei in der Regel gegen den Scheitel der Knoten hin verschmälern. Merkwürdiger Weise keilen sich dabei die dunklen Lagen gegen den Scheitel hin häufig aus, während die sich verschmälern den grauen Lagen sich zu einem einzigen Bande vereinigen.“ Nach dem vorliegenden Material von Mellichstadt kann ich diese Angaben völlig bestätigen, wenn ich auch nicht finden kann, dass die Anhydritknötchen bloss an die grauen Lagen gebunden sind. Die dunklen Partien füllen im Grossen und Ganzen die Vertiefungen zwischen den Anhydritknoten und keilen nach letzteren aus; bedenkt man, dass nach den Untersuchungen THÜRACHS diese dunklen Kalklagen das gröbere Korn besitzen, so zeigt sich hierin die einfache Erscheinung der Sedimentirung zwischen beiderseits gelegenen erhöhten Partien, d. h. die möglichste Schwemmasausfüllung einer Vertiefung, welche sich hart an diese höchst geringe Vertiefung gehalten haben muss, sonst hätte sie (als Niederschlag suspendirten Materials) auch auf den horizontalen Flächen der Knoten erscheinen und diese einhüllen müssen. Wir haben also hier die Bedingung des unge-trübten Vertikalwachstums der Anhydritknoten unmittelbar am Meeresboden; wir sehen den Abschluss des vertikalen Wachstums nur darin, dass entweder die Sedimentation so stark wird, dass sie die Anhydritknoten zudeckt, oder dass das Wachstum der Linsen infolge der Lösungsverhältnisse so gering ist, dass es hinter der Sedimentation zurückbleibt.

Wir können die von FRANTZEN beobachtete Erscheinung des Auskeilens gewisser Lagen zwischen den Linsen auch bei dem Abschluss der Bildung grösserer Anhydritlinsen feststellen; Fig. 4 S. 110 zeigt diese Thatsache bei einem Vertikal-aufbau grösserer Linsen aus dem Röth von Bergrheinfeld.

Gleichfalls von dieser Lokalität stammt die in Taf. II Fig. 4 dargestellte, von allen sekundären Einflüssen völlig unberührt gebliebene Bildung; ein an der Basis deutlichst aus kleinen Linsen zusammengesetztes und oben dicht geschlossenes Anhydritband zeigt ganz eigenartige Erhöhungen z. Th. mit Steilabfällen, welche den seitlichen Vertikalendigungen der Linsen ganz entsprechen und an einer Stelle auch in einer Eintiefung den Modus des zackigen Zusammenwachsens erkennen lassen. Ein zuerst dichtes Anhydritband kam hier also wieder in den Zustand grosslinsenartigen, vertikalen Wachstums; wohl in Folge von lokaler schwacher Thonbedeckung, welche offenbar bald sistirte, entstehen dazwischen die starken Ungleichheiten der unbedeckten Anhydrit-Oberfläche. Später begann eine vermehrte Thoneinschwemmung, welche die höchsten Punkte nicht mehr erreichte, wohin also die untersten und auch die höheren Thonlagen auskeilen. Hierdurch wird aber die Vertiefung noch nicht völlig ausgefüllt; eine beifolgende thonige, gebänderte, durch eine reinere Thonlage unterbrochene Anhydritbildung, welche mit langgezogenen Fladenlagen abschliesst, füllt beiderseits auskeilend erst die Einmündung einigermassen aus, woraus auch hier hervorgeht, dass die gebänderten Anhydrite auch sedimentirt sind, also nicht vollständig vertikale Niederschlagsprodukte, sondern auch horizontal

bewegte und in dieser Bewegung zur Schichtung ausgeglichene Massen darstellen vgl. S. 61; da aber, wo die Bewegungsursachen zu schwach sind, um selbst feinere Thonpartikel oder solche nur in seichten Vertiefungen anzusammeln, und wo zugleich die vertikale Niederschlagsmasse von Anhydrit gegen Schluss der Schichtbildung so gering war, dass das Anhydritwachstum nur lokal blieb, da entstehen derartige Bildungen wie sie Fig. 4 Taf. II zeigt. Um die Charakterisierung dieses Bildes zu vervollständigen, sei erwähnt, dass während der Ausfüllung der Hauptmulde eine einseitige Rutschung der noch weichen Schichten, ganz besonders von der Abdachung über dem mehr erwähnten Steilrand her stattfand, welche in sehr bezeichnender und unzweideutiger Weise zapfenförmige Ueberschiebungen bildete.\*) Auch Taf. II Fig. 2 zeigt einen solchen Steilrand an einem gebänderten Anhydrit, dessen Nische später ausgefüllt ist; auch hier eine Hereinpressung der noch weichen, jüngeren Ausfüllung in das erwähnte Eck in Folge eines Seitenschubs und darüber ebenso, wie in Fig. 4, völlig normale Sedimentirung der höheren Schichten.

Wir glauben also die Entstehung auch grösster linsenartiger Gebilde mit einem auffälligen Vertikalwachstum nur durch ein ganz bestimmtes und auch mögliches Verhältnis des gegenseitigen Wachstums einerseits der horizontal sedimentirten Produkte, andererseits der vertikal emporwachsenden Absätze genügend erklärt zu haben; eine ganz normale Linse entsteht dadurch, dass die Concentration sich von einem gewissen vorgebildeten Tiefenpunkt aus kreisförmig erweitert, die Horizontalausdehnung ihrer vertikalen Absatzprodukte mit ihrer Mächtigkeit wächst und dabei zugleich die Grenze der nur horizontal transportirten Substanzen zurückdrängt. Dies tritt dann auch am einfachsten ein, wenn das Hauptmittel dieser schwachen Sedimentirung, die Bodenströmung der dichteren Soole nach dem Centrum kleiner Vertiefungen, durch das Anwachsen der Uebersättigung von selbst nach aussen zurückgedrängt und jede andere Strömung durch die Schwere der überlagernden Lösungsmasse gehindert ist.

Bei Steigerung der Soolenstärken bis zu einem höchsten Punkt und bei nachfolgender gleichmässiger Abnahme der Lösungsdichte würde an einem grossen Salzlager in ähnlicher Weise eine Convexität nach oben, eine Linsenform entstehen, in deren Mitte die leicht löslichen Kalisalze sich befänden. Etwas Derartiges kann natürlich nur in sehr weit von allen Einströmungen entfernten grossen Tiefengebieten stattfinden, wo alle randlichen, die Lösungsstärke verschwächenden Einflüsse sich erst sehr allmählich geltend machen können. — Es ist aber auch der Fall denkbar, dass zwischen dem Salzaufbau und der Sedimentation des ihn seitlich vertretenden, durch die Bodenströmungen nach dem Salz zu stetig etwas transportirten, feinkörnigen Anhydrits etc. durch lange Zeit hindurch ein gleichbleibendes Verhältnis besteht; sodann müssen zwischen beiden allmählich Steilwände, wie bei den oben erwähnten Anhydritlinsen, d. h. es muss eine „stock“-artige Begrenzung des Salzlagers, entstehen. Es ist daher bei der Betrachtung solcher Erscheinungen, wie sie von Wilhelmsglück durch ENDRISS bekannt wurden, auch die hohe Möglichkeit primärer Randgestaltung in Betracht zu ziehen \*\*) (wie

\*) Man vergleiche eine solche Ueberschiebungsfaltung in einem zu Fig. 4 etwa senkrechten Querschnitt in Fig. 3 derselben Tafel.

\*\*) Auch die viel discutirten gefälten Schichten am Salzausgehenden bei Wilhelmsglück halte ich für seitliche Salzvertretungsschichten und zwar der oberen Regionen der stärkeren vertikalen Mächtigkeit des centralen Lagers; sie rücken als eine Folge des dem oberen Abschluss entgegengehenden Linsenwachstums des Lagers nach innen auch über ältere Theile des Salzlagers vor, senken

besonders unsere Figuren 2 u. 4, Taf. II so merkwürdige Aehnlichkeiten im Kleinen mit gewissen dortigen Verhältnissen aufweisen); ebenso ist es klar, dass das Vorkommen von Gyps in grösseren Lagerlinsen nicht nothwendig auf eine nachträgliche Auflösungszertheilung hindeutet, wie dies THÜRACH meint.

Wir haben nun noch, kurz zusammenfassend, die schon erwähnten primären Rutschungserscheinungen im Anhydrit zu berühren; in Taf. II Fig. 4 ist die Rutschung mit zapfiger Ueberschiebung nach der primären Anhydritmulde ganz einleuchtend; eine Vertikalebene durch die Bildfläche an dieser Stelle würde wohl genau das Bild von Fig. 3, wenigstens im centralen Theil, abgeben, wie auch in diesem letzteren Falle die Schichten schief durch die Tafelfläche von oben nach unten einfallen, wie bei Fig. 4 im Querschnitt. Ausserdem gehört Fig. 2 u. 3 dem Complex von Fig. 1 an, wo in den Sandschmitzen die typische Mulden- und Sattelbildung in Folge primären Zusammenschubs ganz unverkennbar ist; der seitliche Zusammenschub findet hier in verschiedenen Lagen, zwar in der nämlichen axialen Richtung, aber mit wechselnd über einander angeordneten Erhöhungen und Vertiefungen (Syn- und Antiklinalaxen) statt; endlich werden die letzteren durch Sandeinlagerungen ausgeglichen und nach oben horizontal abgeschlossen. Auch Taf. I Fig. 6 zeigt die Einsenkung und darauffolgende Zusammenrutschung von Anhydrit und Dolomit in unmittelbar vorhergehend entstandenen Zerreibungen und Verschiebungen der Unterlage. — Es ist bekannt, dass Gekrösesteinbildungen ziemlich verbreitet in ganz reinem Anhydrit vorkommen; wir sehen daher die Ursache ihrer Entstehung nicht in irgend welchen diagenetischen oder metamorphischen Vorgängen, sondern in einfachen primären Zusammenrutschen unmittelbar nach ihrem Absatz, und zwar in Folge von Ungleichheiten des Untergrunds, Verstärkungen von Untergrundsneigungen etc.; solche Gekrösebildungen können natürlich durch spätere Verwandlung von Anhydrit und Gyps ins Ungeheuere gesteigert werden.

Wie der natürliche Abschluss der Steinsalzlager der Anhydrit ist, so erscheint im Grossen wie im Kleinen der Abschluss des Anhydrits ebenso durch Dolomit zu geschehen, wie er damit eingeleitet wird. Die Basis des liegenden Anhydrits des Salzlagers bilden Dolomite mit nach oben gesteigerter Beimengung von Anhydritlinsen und endlich allmählicher Verdrängung durch Anhydrit; dieser Anhydrit zeigt selbst starke dolomitische Einlagerungen im unteren Theil und wird z. Th. wieder nach oben durch Dolomit abgeschlossen; das Liegende des Hauptanhydrits ist Kalk, dann nach einer Uebergangsregion Dolomit, zuerst im Kampf mit am Meeresboden beginnender Anhydritbildung, sodann folgt allmählich überwiegender Anhydrit; ehe der obere Hauptanhydrit stark thonig wird, zeigt sich zuerst reinerer, fein gebänderter Dolomit (mit Fischeinschlüssen), dann folgt thoniger Anhydrit (mit Fischschuppen in der Mitte) mit zum Theil reineren Anhydritzwischenbildungen, darüber wieder thoniger Dolomit mit Nothosauridenresten; der Hauptdolomit beginnt mit reinerem Dolomit, zum Theil mit Säulen von Anhydritlinsen. Diese Dolomite zeigen fast alle die Anzeichen nur ganz schwacher Strömungslagerung, welche aber wohl den erwähnten Bodenströmungen angehören mögen, die, wie erwähnt, ebenso den Anhydrit horizontal aufschichten.

sich in die Randvertiefung des zuerst mehr vertikal aufgewachsenen Lagers ein und werden dort sekundär durch seitliche Rutschungen nach dem Innern, d. h. nach dem stauenden Rand des Salzklotzes während der Ablagerung und viel später noch weiter gefaltet (vgl. Taf. II Fig. 4).

Eine gewaltigere Erscheinung derart ist aber das brecciöse Conglomerat aus dem Profil von Bergrheinfeld S. 30; ich habe ausgeführt, dass es der wasserführenden Breccie von Friedrichshall und Kochendorf entspricht, also einer sehr weit verbreiteten Episode angehört; über ihre horizontale Ausdehnung in Franken kann leider nicht viel gesagt werden, da die betreffenden Kerne von Burgbernheim und Kleinlangheim nicht vorliegen; sie scheint jedoch in Rothenburg a. d. T. zu fehlen, wie sie auch von Norden her nach der Mitte des Salzbeckens in Württemberg völlig auskeilt. Da in ihr jegliche Beteiligung von Quarzsand fehlt, scheint sie mir nicht mit einer Episode an der Nordküste des vindelicischen Continents, d. h. der Südgrenze des Muschelkalkmeeres, zusammenzuhängen. Zugleich möchte ich daran erinnern, dass das gleiche Profil auch im Liegenden des Anhydrits eine primäre Zertrümmerung in einer Dolomitschicht zeigt, die sich südlich davon in Kleinlangheim an betreffender Stelle nicht mehr geäußert hat. \*) — Wir fassen die Sache daher so auf; nach allmählich durch marine Einströmungen geschaffener Verdünnung des Beckenwassers in Folge einer stetigen Senkung der Barre, findet wieder eine ruckweise tektonische Erhebung an dieser statt; die dabei zerbröckelten Schichten des Untergrundes mit noch nicht sehr starker Erhärtung geriethen in eine leichte Brandungssphäre, welche die Fragmente rasch abrundete; marine Einströmungen, welche zuerst etwas gestaut waren, dann über die Barre hinausgeschossen, transportirten zuerst das leichtere Material nach dem Beckeninneren zu und lagerten darüber die gröberen Bestandtheile ab. Darüber folgte wieder feingebänderter Dolomit mit sehr feinen Strömungsanzeichen, zugleich mit vertikalen Anhydritlinsen und darüber horizontal ausgehenderen Anhydritschmitzen. Diese Hebung der Barre verursachte nochmals eine beträchtliche Anhydritentwicklung, deren Periode aber nicht nachhaltig wurde, so dass der Complex nach oben wieder in gebänderte bituminöse Dolomite übergeht, welche anderorts mit Kalkschichten wechselnd den ganzen mittleren Muschelkalk, soweit er überhaupt bekannt ist, nach oben abschliessen. \*\*) Mit diesen tektonischen Vorgängen hängt vielleicht auch das Auftreten der wohl heißen Quellen entstammenden bankartigen Kieselsäure-Ausscheidungen in den zum Theil auch Gyps führenden Dolomiten des obersten mittleren Muschelkalks zusammen, welche sich als Hornstein-Knollen in der Saar- und Bliesgegend noch in den Trochitenkalken fortsetzen.

Ich glaube daher, dass die Entstehung des Dolomits hier ebenso an einen Lösungsrückgang geknüpft ist, wie die des Anhydrits, und dass seine Gesteine ebenso einen Dolomithut über diesem bilden. \*\*\*) Der Vergleich mit dem Anhydrit kann noch

\*) Vgl. S. 36, S. 108 und 109, sowie Tafelerklärung S. 121.

\*\*) Auch die den mittleren Muschelkalk vielfach abschliessenden Zellenkalke sind auf eine Wechsellagerung von Kalk und Dolomit zurückzuführen, wovon der Dolomit ausgelaugt ist; ein Vorstadium der völligen Ausmerzung des Dolomits ist dessen Zertrümmerung nach vorheriger Theilauslaugung; die Trümmerspalten werden dann durch Kalk ausgefüllt, welche Füllungen als Wände nach völliger Dolomitauflösung bestehen bleiben und schichtenweise Zellenzwischenlagen bilden, deren Wände ihre Entstehung aus der kalkigen Ausfüllung vertikaler Zertrümmerungsspältchen nicht verleugnen.

\*\*\*) Ebenso, wie der Anhydrit eine grössere Horizontalverbreitung als das Salz hat, ebenso reicht die Dolomitfacies weit über die Grenzen des Anhydritniederschlags hinaus und bildet die wesentlichen Bestandtheile des anderorts beobachteten Profils des mittleren Muschelkalks, wenn sie nicht, wie dies nach Norden hin zu sein scheint, ganz durch dolomitische Kalke und durch Mergel ersetzt wird. Nach der Verbindungszone mit dem offenen Ozean zu scheint also dieselbe Folge zu gelten, wie von der marinen Basis des Wellenkalks in die Anhydritgruppe und von ihr wieder zum Hauptmuschelkalk. In gleicher Weise ist im alpinen Keuper der Dolomit aufzufassen; marin-litorale Schichten bilden die eigentlich sog. Raiblerschichten, die oben mit Dolomiten und Dolomit-Kalken

ergänzt werden durch folgende Beobachtungen; im Anschluss an die oben mehrfach erwähnten Anhydritlinsen ist zu erwähnen, dass sowohl in ihrer unmittelbaren Umgebung (Fig. 4 S. 110), als auch selbständig daneben, knotige Linsen von Dolomit zu beobachten sind; ich kann die Erklärung ihrer Entstehung nicht von der der Anhydritlinsen trennen und muss bemerken, dass im Röth unseres Profils ganze Lagen solcher linsenartigen Dolomitknollen vorkommen, welche sogar völlig gleich die gelegentliche Entstehung aus kleinen Linsen nachahmen und auch ganz ähnliche vertikale Steilränder mit linsenartigen Protuberanzen besitzen; sie sind, ausser einer schwachen hellgrünen Anfärbung, sonst reine, makroskopisch gleichartige, dichte Dolomitknollen. Ich halte sie aber völlig an Ort und Stelle entstanden, trotzdem sie von dunkelschwarzgrünem, mit feinen Lagerungsstreifen versehenen Thon umhüllt sind; ich glaube, dass auch hier die in der Steigerung zur nachfolgenden Anhydritbildung begriffene Soole mit ihrer schwachen Bodenströmung nach den tieferen Beckenstellen, zugleich mit einem Niederhalten und Niederdrücken aller nur einigermaßen bestehenden Trübungen die Möglichkeit zur Entstehung solcher zwar isolirter, aber immerhin dicht gedrängter, sich auch zu horizontalen Lagen schliessender Dolomitlinsen schaffen.

Wenn wir von hier aus einen Blick auf die Gesteine des Wellenkalks unseres Profils werfen, so müssen wir gleich erwähnen, dass wir hier ganz ähnliche Lagen mit isolirten, linsenartigen Kalkknollen, welche sich allmählich zu den bekannten wulstigen Bänken schliessen, an mehreren Stellen erwähnt haben.\*) Die Form der Wellenkalk hat offenbar hierin ihre Entstehung und nicht, wie EB. FRAAS meint, in einer sekundären Druckercheinung (vgl. Jahreshefte des Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg, 1899, S. 28, Anm.). Ich halte diese Wülste für länglich linsenartige Erhöhungen in Folge einer durch schwache, bodenläufige Wasserbewegungen mit netzförmig sich ausbreitendem Thontransport inselartig vertheilten Kalkausscheidung aus Lösung; der Thon überdeckt endlich bei stärkerer Einströmung die Unebenheiten mantelförmig; die neue Kalkausscheidung erscheint zuerst wieder in den dabei noch nicht ausgefüllten Vertiefungen, breitet sich endlich seitlich aus, hat aber in der medianen Vertikalen einen Vorsprung, so dass wieder neue convexe Erhebungen mit seitlicher Verschiebung der Vertiefung nach den Stellen früherer Erhebungen auftreten, was oft eine sehr regelmässige Anordnung im Quincunx zur Folge hat. Wenn nun nach EB. FRAAS das Hauptauftreten dieser Kalkausscheidungsform vorzüglich die Zonen innehält, welche weit vom Ufer entfernt waren, oder in welchen das Meer eine grössere Tiefe erreichte, so muss das Gleiche, wie für dieses Meer, auch bezüglich der übrigen Gebilde, Dolomit, Anhydrit und Salz gelten, wenigstens müssen sie fern von allen Einströmungen gelegen haben und die Wasserbewegungen am Boden lediglich durch die Lösungsausgleichungen nach der Tiefe zu verursacht worden sein. Auch die völlige Continuität von dem anhydritführenden Röth durch den anhydritführenden Wellen-

---

abschliessen; darüber folgen die gypsführenden Schichten, sodann die Massen des versteinungsarmen Hauptdolomits, die ebenso allmählich ins Rhät übergehen, wie die Schichten des mittleren Muschelkalks nach oben und unten in einander ähnliche typisch marine Schichten. Was die chemische Begründung der zeitlichen Stufenfolge zwischen Anhydrit- und Dolomitausscheidung betrifft, vgl. unsere Vermuthungen auf S. 109 Anm.

\*) Auch ZIMMERMANN erwähnt in den Erläuterungen zum Blatt Plaue S. 42, dass der Wellenkalk zum Theil in isolirte Knoten aufgelöst sein konnte, die ihm ein conglomeratisches Aussehen verleihen.

dolomit in den massiven Wellenkalk hinein lässt keine andere Ansicht zu, als eine wesentliche Gleichstellung der Bildungsverhältnisse; wenn daher EB. FRAAS l. c. S. 43 eine im Osten der germanischen Muschelkalkmeeresrinne durch den litoralen Charakter des dortigen Gesteins, wie der Fauna, angedeutete negative Strandbewegung von der Mitte des unteren Muschelkalks an feststellt, so sollte das meiner Ansicht nach schon vom gypsführenden Röth in den Wellendolomit hinein gelten;\*) ich glaube wenigstens, dass die Concentrationsverhältnisse, welche später die Gebilde des mittleren Muschelkalks schufen, sich schon im ganzen Wellenkalk vorbereiteten, woher es kommt, dass z. B. in unserem Profil die lithologische Facies des Wellenkalkes an und für sich ganz versteinierungsleer erscheint, und die versteinierungsführenden Bänke den Charakter von Zusammenschwemmungen von Brachiopoden, Crinoidengliedern etc. haben; — ausgenommen die Episode des Schaumkalks, zu welcher wir jetzt kommen. In diesen Kalkbänken erkannten wir am Orte des Profils Bergheinfeld die Stelle der Brandungszerstörung einer unmittelbar unterlagernden Schicht, zugleich den Platz des Wirkens von Bohrwürmern an kleinen Riffen des Untergrunds, des autochthonen Daseins einer, wenn nicht individuenreichen, so doch immer bemerkenswerthen Lebensentfaltung litoralen Charakters. Bedeutungsvoll ist dies deshalb, weil dieses Vorkommen eigentlich mitten in der Muschelkalkverbreitung liegt und südlich davon ein derartiges Auftreten nirgends erwähnt ist. Nur in der Umgegend von Meiningen erwähnt FRANTZEN (Zeitschr. d. d. geol. Gesellschaft, Bd. 34, 1882, S. XX) in der zweiten Schaumkalkzone mehrere Conglomeratbänkchen, welche nach ZIMMERMANN (Erläuterungen zu Blatt Plaue) auch jenseits des Thüringer Waldes eine weitere Verbreitung zu haben scheinen. Das Litorale in dieser Schicht erweitert sich also in den Begriff eines breiten, nicht besonders tiefen Meeres, d. h. eines gegenüber dem Meere des eigentlichen Wellenkalks gehobenen Gebietes. Schwankungen lassen übrigens zuerst die Wellenkalkfacies in ihrer vollen Eigenart scharf zwischen den ebenso eigenartigen Schaumkalken wieder erscheinen, bis die Wellenkalkfacies wieder ganz die Oberhand gewinnt und in geringer Abänderung, stellenweise mit einer Neigung zu festerem Schichtzusammenschluss, zuerst mit Einschluss dunkler Dolomite, zu den tiefsten Dolomiten des mittleren Muschelkalkes allmählich überleitet.

Die in der Schaumkalkregion ausgedrückte Hebung des Untergrundes im Norden unseres Salzgebietes halte ich für den nächsten Beginn einer engeren untermeerischen Theilabscheidung im Bereich des germanischen Muschelkalkbeckens; während im Verbreitungsgebiet der conglomeratischen Schaumkalke auch der mittlere Muschelkalk, nach FRANTZEN's Angaben zu schliessen, in Form von Mergeln, Platten- und Zellenkalken auftritt, haben wir in dem fränkisch-schwäbischen Salzgebiet Kalkmergel ganz untergeordnet, dagegen hauptsächlich Dolomite, Anhydrit und Salz in bis dreifacher Mächtigkeit; es zeigt das die Entstehung von Theilmulden im Gebiete des Wellenkalkmeeres an, welche eine erhöhte Ausscheidung der salinischen Substanzen als eine Episode der marinen Entwicklung nach sich zieht; an keiner Stelle dagegen zeigt sich irgend eine Erscheinung, welche auf eine ausgedehnte Trockenlegung etc., wie man sie nach den fesselnden Ausführungen JOH. WALTHER's annehmen müsste, schliessen liesse. Wenn man erwägt, dass NaCl fast die dreifache Menge Wasser, Gyps noch viel mehr zu seiner Auflösung nöthig hat, und man nach WALTHER's Ausführungen nur sehr allmähliche Zuführung von NaCl unter fortdauernder, auch quantitativ

\*) ZIMMERNANN erwähnt l. c. S. 42 wirkliche conglomeratische Schichten auf Blatt Plaue schon im unteren und untersten Wellenkalk, desgl. oolithische Bänke.

gewaltiger Zerstörung älterer, mariner Sedimente annehmen müsste, und trotzdem in der Reihe der Schichten des gesammten Muschelkalks von Zerstörungsprodukten solcher älteren Sedimente (also bei einer nothwendigen Zufuhr ungeheurer Wassermassen nach dem Salzbecken) gar nichts wahrnehmen kann,\*) so wird man verstehen, warum EB. FRAAS nur von gänzlich abgetrennten, abflusslosen Meeresarmen spricht, welche der völligen Verdunstung anheimgefallen und dann durch Wüstenstaub zugedeckt worden sein sollen. Dass aber allein die Verdunstung solcher Becken ohne lange und stetige Zufuhr schon salzigen Wassers nicht die z. Th. über 100 m mächtigen salinischen Absätze des mittleren Muschelkalks bilden konnten, das ist klar und schon oft wiederholt worden; wir haben daher eine Salzwasserzufuhr zu erwägen, welche mit Wasser und Salzen keine weiteren Sedimenteinschaltungen mit Verwitterungsprodukten zerstörter Gebirge oder weiter Landesebenen verbürgt, und diese gewährt meiner Ansicht nach bis jetzt nur die Barrentheorie von C. OCHSENIUS, dessen Ideen wir uns trotz der anregenden Darstellungen JOH. WALTHERS in den vorhergehenden Schilderungen im Grossen und Ganzen eng angeschlossen haben und zu bestätigen Gelegenheit fanden.

\*) Es müssten besonders in den centralen Tiefenregionen solcher abflussloser Gebiete, welche zugleich auch die Hauptentfaltung der salinischen Gebilde zeigen, in deren Unterlage grosse Detritusansammlungen sich befinden. Auch bezüglich der Voraussetzung der Zerstörung älterer mariner Sedimente käme man bei dem Muschelkalksalzlager und noch mehr bei den älteren und ältesten Lager in grosse Verlegenheit.

## Inhalts-Verzeichnis.

Seite

<b>Dr. Otto M. Reis, Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt . . . . .</b>	23—127
(Mit 6 Tafeln.)	
Spezieller Theil.	
<b>I. Profil von Bergheinfeld . . . . .</b>	24—48
<b>1. Der mittlere Muschelkalk von Bergheinfeld . . . . .</b>	25—41
A. Die hangenden Dolomitschichten S. 25—31; Stylolithen S. 25 (Taf. IV Fig. 2); conglomeratische Ablagerungsbreccie S. 28 (Fig. 1 S. 29); vertikal aufgebaute Anhydritlinsen S. 30—31. B. Hauptanhydrit S. 32—33; Fischfund S. 32. C. Dolomit- und Mergelunterlage des Hauptanhydrits S. 33—36; grosse Anhydritkrystalle Fig. 2 S. 34; Entkalkungsspalten S. 35, Taf. V Fig. 7; Oolithstruktur S. 36. D. Hangendes der Salzregion S. 36—38; Dolomitreccie als Schichtzertrümmerung während einer Ablagerungsunterbrechung S. 36, Taf. I Fig. 1. E. Schichten der Vertretung des Salzlagers S. 39—40. F. Liegender Anhydrit und Dolomit S. 40—41.	
<b>2. Der untere Muschelkalk und das Röth von Bergheinfeld . . . . .</b>	41—48
A. Myophorienschichten S. 41. B. Die Region der Schaumkalkbänke S. 41 bis 46; bänderweise Spaltenbeläge im oolithischen Schaumkalk S. 41—42; vertikales Gangsystem von Calcit mit Flussspath, vertikale Stylolithensuturen mit liegenden Zapfen S. 43, Taf. V Fig. 1—3; Mikrostruktur des Oolithes S. 45; conglomeratische Bank S. 45; Taf. I Fig. 2. C. Der eigentliche Wellenkalk S. 46—47. D. Wellendolomit; unregelmässige Lagerung Taf. II Fig. 4 S. 47; vertikal aufgebaute Anhydritlinsen S. 47 Textfig. 4 S. 110. D. Das Röth S. 48	

	Seite
<b>II. Das Profil von Kleinlangheim</b> . . . . .	48—57
A. Dolomit- und Mergelunterlage des Hauptanhydrits S. 49—51; Styrolithen mit Entkalkungszügen S. 49—50, Taf. III Fig. 1—3, Taf. IV Fig. 1, Taf. V Fig. 6, Taf. VI Fig. 1—5; Oolith S. 51. B. Hangendes der Salzregion S. 52—53. C. Salzregion mit ihren Einschaltungen S. 54—56; oberes Salz S. 54; Zwischenanhydrit S. 54—55; Sandeinlagerungen und ihre Rutschungsunregelmässigkeiten S. 54—55, Taf. II Fig. 1—3, unteres Salzlager mit Einlagerungen Taf. I Fig. 5, S. 55—56. D. Das Liegende des Salzlagers S. 56—57; Anhydrit S. 56; Dolomit S. 57.	
<b>III. Profile von Burgbernheim und Schwebheim</b> . . . . .	57—62
A. Erstes Bohrloch von Burgbernheim S. 58—61; Steinsalzeinlagerungen S. 59 bis 60, Taf. I Fig. 3 u. Fig. 4; liegender Anhydrit mit Ablagerungsstörung S. 60 bis 61, Taf. I Fig. 6. B. Zweites Bohrloch von Burgbernheim und die beiden von Schwebheim S. 61—62.	
Allgemeiner Theil.	
<b>1. Die Zerspaltungerscheinungen an den erbohrten Gesteinen</b> . . . . .	62—67
Horizontale Gänge im mittleren Muschelkalk von Bergheinfeld S. 62—63; vertikales Gangsystem zwischen den Schaumkalkbänken S. 63—65; horizontale Gypsspalten im Anhydritangenden des Salzes von Kleinlangheim S. 65; Princip der Spaltenkrystallisationen S. 66; Zerreibungen im Anhydrit durch die Plasticität des Salzes S. 66; Verbreitung der horizontalen Spalten S. 66—67.	
<b>2. Drucksuturen- und Styrolithenbildungen in Dolomiten, Kalken und Kalkmergeln</b> . . . . .	67—80
Entkalkungsspalten S. 67—68, Taf. III Fig. 1 und 2; Styrolithen mit Entkalkungsspalten S. 69, Taf. III Fig. 3 und Taf. IV Fig. 1; ausgeschaltete Styrolithen mit eingeschachtelten jüngeren Generationen S. 70 Taf. VI Fig. 1—4; Gegenseitigkeit der Styrolithen S. 71 u. 72, Ecksprünge S. 71—72; grosse Pechspalte im Dolomit von Bergheinfeld, Verhalten der Bänderung S. 73—74, Taf. IV Fig. 2; Durchbrechung von Geröllen im Schaumkalk durch Styrolithen S. 75, Taf. V Fig. 5 u. Taf. I Fig. 2; Fehlen der Styrolithen im eigentlichen Wellenkalk S. 75; liegende Styrolithen an Vertikalspalten S. 75—76; Styrolithen im Plattendolomit und Knotenschiefer von Mellrichstadt S. 77, Taf. IV Fig. 3 u. Taf. V Fig. 4; Form der Styrolithen S. 77—79, Textfig. 3 S. 78 u. Taf. V Fig. 6; seitliche Riefung der Styrolithen S. 74—80.	
<b>3. Ueber die Entstehung der Styrolithen</b> . . . . .	80—92
Druckhypothese im pelomorphen Gestein und Auflösungshypothese im harten Gestein S. 88—82; neue Thatsachen S. 82—83; horizontale Zerspaltungerscheinungen als Grundlage für eine Auflösungstheorie S. 84; Hypothese der Ueberschneidungssprünge S. 85; die Thonkappe, der Schlüssel des „Mysteriums“ S. 86; Anwendung auf senkrechte Spalten S. 87; Form und Seitenwände der Styrolithen nach der Auflösungstheorie, Zusammenfassung der Theorie im Anschluss an Taf. VI Fig. 7a—b, S. 88—89; Beziehung der Styrolithen (Styrolithensuturen) zu Drucksuturen (Spitzensuturen) S. 89—90; Styrolithen in Carbonatgesteinen mit Anhydriteinlagerungen S. 90 Anm.; Nachtrag, Beziehung von Pechkappen zu den vereinzelt mit ihnen auftretenden Entkalkungsbändern S. 90—92; Styrolithen in den oolithischen Trochitenkalken der Saar- und Bliesgegend S. 92; Beziehung zwischen Petrefactendeckeln und Seitenriefen der Styrolithen S. 92.	
<b>4. Zur Stratigraphie des mittleren und unteren Muschelkalks</b> . . . . .	92—103
Die Eintheilung des mittleren Muschelkalks von K. ENDRISS S. 92; dolomitische Hauptregion S. 92—93; Unterlage des Hauptanhydrits von Kleinlangheim, Bergheinfeld, Rothenburg a. T. und schwäbische Profile S. 93; Anhydrit- und Salzlagers S. 93; Zwischenschichten von ENDRISS S. 95; Hangendes des Salzlagers von Bergheinfeld S. 95; Vergleichstabelle des mittleren Muschelkalks der drei fränkischen Bohrprofile. Primäre Auslaugungsschicht über dem Zwischenanhydrit von Bergheinfeld S. 97—98; Frage der Salzvertretungsschichten und Auslaugung des Salzlagers S. 99—100; Grundanhydrit und -Dolomit S. 101; Grenzregion nach dem unteren Muschelkalk S. 101; Stratigraphische Vergleiche im Wellenkalk S. 102; Wellendolomit und Röth S. 102—103.	

### 5. Ueber die mögliche Bildungsart der Schichten der Anhydritgruppe des Wellenkalks und Röths . . . . . 103—119

Verdunstungsversuch von A. SCHWAGER S. 103; Vertikalwachstum des Salzlagers S. 103—104; Umkrystallisation? S. 104; Anhydriteinlagerungen im Salz 104—105; zwei Hauptepochen im mittleren Muschelkalk S. 105; Salzabschluss durch Lösungsverminderung S. 105—107; Salzthon 108; Gesteinsfolge der Basis des Hauptanhydrits, Linsenwachstum des Anhydrits S. 109—113, Fig. IV S. 110; Begriff der Concentrationsbodenströmungen S. 111—112; Anhydrit, theilweise ein transportirtes Sediment S. 113; Formen des Salzlagers S. 114; primäre Rutschungserscheinungen (Gekrösesteinbildung) im Anhydrit S. 114—115, Taf. II Fig. 3; Dolomit und Anhydrit S. 115; Wellenkalkfacies S. 117; ozeanische Herkunft des Salzes S. 118.

## Tafel-Erklärung.

(Kurze Charakteristik der Figuren; enthält noch einige erklärende Zusätze, welche im Text bei der Korrektur nicht mehr angebracht werden konnten.)

### Tafel I.

**Fig. 1.** Dolomitreccie mit überlagerendem Oolithmergel von der oberen Grenze des Salzhangenden und der unteren Grenze des Hauptanhydrit-Liegenden von Bergrheinfeld ( $\frac{2}{3}$  nat. Gr.) S. 36. — Man erkennt an der Breccie unschwer ihre Entstehung aus einer nicht unter Vertikaldruck stattgefunden habenden Fältelung einer spröden Schicht, deren Bruchtheile durch die Schlammtheile der eigenen Zerreibung wieder ausserordentlich fest und einheitlich zusammengebacken sind. Abgesehen von einzelnen kleinen Vertikalstörungen, die auch das Hangende berühren, ist die Oberfläche der Breccie im Wesentlichen horizontal (wenigstens im Vergleiche zu der wirren Lagerung ihrer Bestandtheile) angenagt. Von einer etwaigen tektonischen Reibungs- oder horizontalen Schubfläche kann hier nicht die Rede sein, weil in dem Hangenden keine Spur des zerriebenen Materials vorhanden ist, sondern die Trennungslinie ausserordentlich scharf ist. Auch ist das Hangende im Gegensatz zum Liegenden ein ganz weiches Gestein und zeigt sich sowohl in der Lagerung der kleineren als der grösseren Bestandtheile eine wesentlich horizontale Anordnung, wenigstens keine Spur der Verwirrung wie die der liegenden harten Schicht. Da weiter zwischen beiden keine abschliessende Zwischenschicht vorhanden ist, so zeigt die Thatsache, dass in der oberen weichen durchtränkbar Schicht keine Spur des äusserst harten Bindemittels der Breccie zu bemerken ist, dass diese schon im Ganzen fest erhärtet war, ehe jene sich auflagerte. — Man hat es hier also mit einer bemerkenswerthen Episode in der Geschichte des Untergrundes zu thun, was auch mit der Lage dieser Schicht an der Grenze der Hauptanhydrit- und Hauptsalzperiode übereinstimmt. Ich deute ihre Entstehung als eine Folge einer Untergrundsenkung (vgl. S. 109), von welcher zu erwähnen ist, dass sie in Kleinlangheim nicht mehr bemerkbar, also eine locale Erscheinung im Norden unseres Gebietes ist, welche aber zur Folge hat, dass der Hauptanhydrit eine vom Salzlager verschiedene und wesentlich erweiterte Verbreitung hat, speziell in Bergrheinfeld noch 8 m mächtiger ist als in Kleinlangheim (vgl. S. 100), was auf verstärktere Tiefen-Ausebnung durch Sedimentation und Rutschungen nach Norden zurückzuführen ist (vgl. Taf. II Fig. 1—4).

**Fig. 2.** Basis der conglomeratischen Schicht der untersten Schaumkalkbank von Bergrheinfeld; beiderseits zusammenschliessendes Bild einer Oberflächenzone des Bohrkernes in  $\frac{2}{3}$  nat. Gr. Der Klotz rechts zeigt an gewissen (nicht durch die Rotation abgeschliffenen) horizontalen, aber etwas unebenen Flächen der Unterseite die Skulptur einer Schichtflächenanlagerung, scheint also der Rest einer zerstörten, schon diagenetisch etwas erhärteten Bank des Untergrundes zu sein; er ist in einer äusseren Zone entfärbt und ebenso im Innern, soweit die zahlreichen Bohrgänge ihn durchsetzen; die Bohrgänge, die auch derart eindringen, als ob der Klotz einen unverrückten Theil des Untergrundes darstellt, sind innerlich mit Kalkspath, an ihren äusseren Mündungen mit Detritus erfüllt, welcher auch die Hauptmasse der ganzen Schicht bildet. Diese Masse ist durchsetzt mit einer bedeutenden Zahl grösserer, annähernd horizontal gelagerter, zum Theil etwas kantengerundeter

Brocken, welche in Struktur und Färbung an den erwähnten Klotz in seinen verschiedenen Entfärbungszonen erinnern und theilweise auch noch Bohrgänge zeigen. Das sind also weitere Anzeichen der Zerstörung des Untergrundes, dem sich zahlreiche meist nicht mehr vollkommene Crinoidenglieder anschliessen. Nach oben nehmen die Anzeichen der Brandungszerstörung ab, es stellt sich der Oolith ein und in einer Zone, die nicht mehr in der Tafel vorliegt, lagern in einem dichteren, viel weniger körnigen Oolith-Kalk, zahlreiche nicht abgerollte Petrefakten, welche hier offenbar auf autochthones Dasein der Fauna hinweisen.

Der Kalk ist ausserdem durchsetzt von horizontalen Sprüngen mit Styloolithen, welche zum Theil die Gerölle durchbrechen, die Encrinus-Reste seitlich anschneiden und von Geröllen gegen Gerölle in einander dringen (vgl. vergr. Figur in Taf. V Fig. 5).

**Fig. 3 und 4.** Einlagerungen von anhydritischem Thon, Anhydrit und Sand im Salz von Burgbernheim, in  $\frac{2}{3}$  nat. Gr.; das Salz bildet in den Figuren die obere und untere Begrenzung und ist als hellste Masse dargestellt; die heller grauen Töne bedeuten den Anhydrit, die dunkleren den thonigen Anhydrit bis anhydritischen Thon, die punktirten die Sandeinlagerungen. — Während die obere Grenze der merkwürdigen Einschaltung, die übrigens ihre Parallele und Analogieen in anderen Profilen hat (vgl. Taf. I Fig. 5 und zugehörige Erklärung) — abgesehen von zwei Anhydritsäulchen in der oberen Figur, ganz glatt ist, zeigt sich die obere Grenze des unteren Salzes recht unregelmässig, was besonders in der unteren Figur sehr deutlich ist. Man erkennt die obere Grenze einer Salzbildung, während welcher die Lösung schon so weit zurückging, dass keine weitere Bedeckung mit Salzabsätzen von oben her, aber noch immerhin ein vertikales Wachstum der am Boden befindlichen Salzkrystalle stattfand, während dessen fanden schon Absätze von Anhydrit statt, welche sowohl als schwache Interpositionen im Krystallwachsthum, als auch als Zwischenraumfüllungen der mehr senkrecht, als seitlich wachsenden Salz-Krystalle erscheinen; ich halte sie für Anschwemmungen ganz schwacher Bodenströmungen von den nahe gelegenen Orten mit Anhydritbildungen her, welche endlich auch an Ort und Stelle eintraten und die völlig intakt gebliebene Salzoberfläche zudeckten; darauf folgte erst anhydritischer Thon mit Sandeinlagerungen, welche in der unteren Figur schwach erscheinen, in der oberen bei stärkerem Auftreten thonigen Anhydrits, sowie anhydritischen Thons reichlicher sind. Dennoch sind auch hier die meisten Vertiefungen der Salzoberfläche zuerst mit Anhydrit ausgefüllt und Salzkrystalle ragen ohne wesentliche Auflösung auch in den darüberfolgenden thonigen Anhydrit, wenn auch hier stellenweise eine schwache Oberflächenauflösung des Salzes mit seiner Anhydritdecke sehr wahrscheinlich ist. Bemerkenswerth ist auch hier die mittlere Lage der Sandschmitzen im Anhydrit und anhydritischen Thon. Dies ist das Gesetz, das für alle oberen Salzabschlüsse, nicht nur bezüglich der Einlagerungen im Salz gilt; zuerst kommen die Anzeichen des Niedergangs der Lösungsstärke, hiermit sodann die Anhydritüberlagerung, dann erst die reinen Sedimente in ihren Abstufungen von spezifisch geringerer zu spezifisch schwererer Kornstärke. Dies Gesetz lässt auf randliche Wassereinströmungen schliessen, welche den Abschluss der Salzlager verursachen. Für eine durch die Wanderung einer gewaltigen Sanddüne erfolgte Abschliessung eines salzausscheidenden, abflusslosen Seebeckens inmitten einer Wüstenzone ist der obere Anhydritabschluss der Salzlager, die Bildung thoniger Anhydrite, besonders aber die erst darnach erfolgende Ablagerung sandiger, vereinzelt geröllführender Partien unerklärlich. Ein Gesetz bezüglich der Folge der Sedimente nach dem spezifischen Gewicht kennt der regellosere Windtransport in dieser Schärfe nicht. Auch die Kleinheit der in Fig. 3 u. 4 dargestellten Verhältnisse lässt auf die ganz schwachen, langsam die Bestandtheile von einander spezifisch scheidenden Concentrations-Bodenströmungen schliessen, welche die Randeinströmungen beim Beginn der sich wieder neu verstärkenden Soole ablösen und sich so weit auszubreiten vermögen (vgl. Text S. 59—60).

**Fig. 5.** Salzeinschaltung in der Anhydritzwischenlage des unteren Salzes vom Profil Kleinlangheim, welche der Einschaltung (Taf. I, Fig. 3 u. 4) von Burgbernheim im Niveau völlig entspricht; wie auch bei den Bohrpunkten Kleinlangheim und Bergheinfeld in der Basis des Hauptanhydrits ganz gleiche Erscheinungen zwischen Anhydrit und Dolomit (vgl. Textfig. 2 S. 34) gemeinsam sind und auf weit ausgedehnte (26,45 km) gleiche Verhältnisse des Untergrundes hinweisen, so beweist dies Vorkommen Gleiches zwischen Kleinlangheim und Burgbernheim (33 km). In der Figur ist das Steinsalz schwarz, der Anhydrit hellgrau. Man erkennt bodenständiges Wachstum einer Salzlage mit Unterbrechungen durch schwache Anhydritinterpositionen und mit endlich wieder überwiegender Anhydritbildung; man schliesst daraus, dass ein Verminderung der Lösungsstärke, welche zur horizontal ausgedehnten Anhydritbildung führt, das Salz durchaus nicht nothwendig anzunagen oder aufzulösen braucht. Aehnliches gilt auch für jene Verminderung der Lösungsstärke, welche nach Bildung von Abraumsalzen diese ohne wesentliche Auflösung wieder mit Steinsalz

oder unter nicht zu erheblicher Auflösung mit Anhydrit und thonigem Anhydrit zudeckt, welcher lokal durch noch in hohem Maasse dichte Concentrations-Bodenströmungen in geringer Stärke über die Abraumsalze verbreitet werden kann, ohne dass diese ganz fortgeführt werden; das immerhin nur lokale Vorkommen dieser leicht löslichen Salze kann aber zum Theil gerade auf die Thatsache der Sooleverminderung, als eine primäre Erscheinung zurückgeführt werden. Es liegen daher keine Gründe vor, für die Erhaltung der Salzlager andere Erscheinungen als untermeerische anzurufen (vgl. S. 56).

**Fig. 6.** Aus dem liegenden Anhydrit des Salzlagers von Burgbernheim ( $\frac{2}{3}$  nat. Gr.). Das Bild zeigt einen Bruch mit Absenkung während der Ablagerung; die Ausfüllung der Spalte geschieht zuerst durch dichten Anhydrit, dann durch ein maschiges Dolomit-anhydritband, das nachträglich noch von den anliegenden Steilrändern abrutscht, dann folgt eine weitere Ausebnung durch Anhydrit und Dolomit bis zur völligen Ausgleichung der entstandenen Höhenunterschiede (vgl. S. 60—61).

## Tafel II.

**Fig. 1.** Kernoberfläche einer primär gestörten Zone aus dem Zwischenanhydrit des Steinsalzlagers von Kleinlangheim; das Bild kann ( $\frac{2}{3}$  nat. Grösse) an beiden Enden zusammengelegt werden und gibt die gesammte Kernoberfläche; der Anhydrit hat den hellsten Grundton, thoniger Anhydrit ist etwas dunkler gehalten, die feinkörnigen Sandpartien sind punktiert; die schwarzen Streifen enthalten feinkörniges Salz. Man erkennt unten eine zarte Wellung des gebänderten Anhydrits, dessen hauptsächlichliche Vertiefungen nach oben (im unteren Viertel) durch die Sandeinlagerung ausgeebnet werden, worauf zuerst wieder horizontaler Anhydrit folgt; dies kann nur im Verlauf der Ablagerung geschehen sein. Die mittlere Region der Figur zeigt eine viel stärkere Faltung von Anhydrit mit Sandschmitzen, wobei bemerkenswerth ist, dass da eine Mulde und Sattel vorliegen, wo im untern Theil ein Sattel und eine Mulde zu beobachten sind; es sind also verschiedene Bewegungen, welche nur zeitlich nach einander in der nunmehr ganz einheitlich gebundenen Masse vor sich gegangen sein können. Auch die Mulden dieser Partie werden nach oben durch normal gelagerte Sandschmitzen ausgefüllt, bis endlich wieder horizontal gelagerter Anhydrit folgt. Gyps ist nirgends zu sehen; als sekundäre Bildung zeigt sich nur eine Auskrystallisation von Salz, das dem salzigen, leicht durchdringbaren Sand entstammt und in zerstreuten Hohlräumen auskrystallisiert; es schliesst sich im Wesentlichen ebenso an die normalen wie an die gestörten Lagen an; seine Entstehung ist offenbar Folge der Zusammenschiebung und späterer diffuser Zerreibungen in Folge der Plasticität des umschliessenden Salzlagers, nicht die Ursache der Umlagerung. Die Erscheinungen können nur als Rutschungen in noch weichem Gesteine festgestellt werden.

**Fig. 2 und 3** zeigen in derselben Grösse und in richtiger Entfernung und Stellung orientirt, etwas tiefer liegende Unregelmässigkeiten der Lagerung, entsprechen also den schwachen Sätteln des untern Theils von Fig. 1. Fig. 2 zeigt im untern Theil einen senkrechten Abbruch der Anhydritbänder (vgl. Fig. 4 und Textfigur 4 S. 110) und eine seitliche Anlagerung deutlich davon verschieden gearteter Bänderschichten, nach oben mit Salzausscheidungen; entsprechend der späteren Sattelung hat eine schwache Ueberschiebung von links nach rechts stattgefunden. Fig. 3 zeigt den Querschnitt einer wesentlich senkrecht zur Tafelebene gerichteten Ueberschiebung und seitlicher Gekrösefältelung des damals noch weichen Gesteins. Zum Verständniss der Lagerung sei auf Fig. 4 verwiesen, welche einen etwa zu Fig. 3 senkrecht gehenden Schnitt durch eine ganz gleiche Erscheinung in den ebenso von sekundären Processen ganz unberührten Anhydritschichten des Wellendolomits von Bergrheinfeld darstellt.

**Fig. 4** zeigt eine Zone aus dem Wellendolomit von Bergrheinfeld; es zeigen sich verschieden reine bis thonige Anhydritbänder mit Einlagerungen von thonigem Dolomit und Thon; ein basal ebenflächiges Anhydritband wächst unregelmässig zum Theil mit Steilrändern empor; die Vertiefungen werden mit Dolomit, Thon und Anhydrit sedimentär ausgefüllt und so keilen die Lagen theilweise nach den seitlichen Höhenpunkten aus (vgl. Textfig. 4 S. 110). Zum Schlusse findet sich wieder eine horizontale Lagerung ein; die grosse Vertiefung wird nicht nur rein sedimentär, sondern auch durch Rutschungen von den seitlichen Abdachungen der Höhenpunkte des dicken Anhydritbandes nach deren tieferem Innern ausgeebnet (vgl. S. 113).

## Tafel III.

**Fig. 1 und 2.** Entkalkungsspalten von der Bohrkernoberfläche im Kalkmergel des Liegenden vom Hauptanhydrit von Kleinlangheim vgl. Taf. V, Fig. 7 von den gleichen Schichten von Berg-rheinfeld, ca. 33 km) in nat. Grösse, Vertikalschnitt. Die senkrecht schraffirten Züge deuten Anhydriteinlagerungen an. Die Randtheile des hell gehaltenen Gesteins erscheinen buchtig ausgenagt,

wobei eine Neigung zu senkrechten, schon stylolithenartigen Absprüngen (Fig. 1) deutlich ist. In den dunkel gehaltenen, kalkarmen bis kalkfreien Füllmassen, welche, als Auslaugungsresiduen, eine den randlichen Unebenheiten entsprechende Lagerung zeigen, finden sich noch mehr und weniger stark angegriffene Restbrocken des ursprünglichen Gesteins, welche auch in ihren Unebenheiten jenen des gegenüberliegenden Gesteinsrandes in auffälliger Weise entsprechen. Die horizontal gelagerten, thonigen Auslaugungsrückstände sind alle dicker, als die vertikalen; die Auslaugung geht daher entschiedener in der Horizontalen vor sich, als in der Vertikalen, was auch durch die Auslaugungserscheinungen an den angeschlossenen blinden Vertikalspältchen zu schliessen ist.

**Fig. 3.** Kürzere Entkalkungsspältchen als in Fig. 1 u. 2, aus der gleichen Region, nur etwas tiefer gelegen, nat. Grösse; hier treten auch (schwarz gehalten!) Stylolithenbildungen auf, welche, ganz schwach, die viel stärkeren Entkalkungsspältchen zu verbinden scheinen und diesen völlig untergeordnet sind; dieses Vorkommen ist im Nachtrag S. 90 ausführlicher besprochen, und gibt daselbst Anlass zu einer endgiltigen Deutung der im Haupttext immer noch problematisch behandelten „alternirenden Vergesellschaftung“ von den der Stylolithenbildung ureigenen Thonpechkappen und den ihr nur sporadisch zuständigen Entkalkungsspalten\*) (vgl. Taf. IV Fig. 1). Diese Deutung wäre auch in Uebereinstimmung mit dem Erklärungsversuch der Stylolithen überhaupt (vgl. Taf. VI Fig. 7 Tafelerklärung und S. 88) und es wäre die alternirende Lage der Pechkappe ein Beweis für das hierbei geforderte Ueberspringen einer horizontalen Gesteinszersprengung vom Oberrand einer eingeschalteten zwar weicheren, aber weniger löslichen Schicht nach ihrem Unterrand und wieder zurück etc.

Die Möglichkeit der Anlehnung der Stylolithenbildung an solche Auslaugungs-, Veränderungs- und Infiltrationsbänder würde auch die Entstehung senkrechter Stylolithenspalten viel leichter erklärlich erscheinen lassen; es setzt dies allerdings die völlige Erhärtung des Gesteins voraus.

#### Tafel IV.

**Fig. 1.** Oberfläche einer Bohrkernzone aus den Kalkmergeln unter dem Hauptanhydrit mit Längsdurchschnitten von Stylolithen in  $\frac{2}{3}$  nat. Gr., S. 50 u. S. 68—70. Die schief schraffirten Horizontalgänge bedeuten eingelagerten Anhydrit, die schwarzen Streifen zeigen die Asphaltlagen an, die Streifen in grauem Ton sind die Entkalkungsgänge, im dritten Band mit vielen eingelagerten länglichen Kalkbröckchen. Der oberste Streifen zeigt ein an die Verhältnisse von Taf. III Fig. 3 erinnerndes Uebergreifen des Stylolithenbandes von einem obersten zu einem dritten tieferen Entkalkungsstreifen, wobei ein Anhydritband mehrfach durchbrochen wird, ohne dass von einer nur räumlichen Verdrängung die Rede sein könnte. Das zweite und dritte Band würde nach der im Nachtrag S. 90 nach Taf. III Fig. 3 vertretenen Auffassung beweisen, dass, wie die Fig. 7a—d der Taf. VI darstellen, die sog. Entkalkungslagen nur dadurch alternirend auf der Innenseite der die Stylolithenköpfe sonst nur bedeckenden Pechkappe liegen können, dass die die Stylolithenbildung einleitende Horizontalzersprengung an der älteren, schon gehärteten Entkalkungslage hinzieht und zwar aus dessen Liegendem in dessen Hangendes herüber und hinüber springt (die dreifach schraffierte Partie im dritten Band bedeutet eine Lücke im Gestein). Das vierte Band zeigt links die durch eine quere Pechsole „ausgeschalteten Stylolithen“ mit eingeschachtelten jüngeren Generationen, von denen ein äusserer und zwei im Innern des Kerns befindliche in Taf. VI Fig. 1—3 dargestellt sind. Der Abschnitt rechts zeigt noch den Durchschnitt durch Verzweigungen des „Sprungstylolithen“, der über der Pechkappe noch Reste vertikaler, „auskeilender Anhydritspältchen“ zeigt (vgl. Textfig. 3 S. 78 und Taf. VI Fig. 7f, S. 89).

**Fig. 2.** Theile der Oberfläche einer Bohrkernzone aus der dolomitischen Hauptregion des Profils von Bergheinfeld. S. 25 und 73. Das Gestein ist wechselnd breit und sehr fein gebändert; man erkennt im Gegensatz zu dieser feinen Bänderung, dass die ganz schwarz gehaltenen Asphaltmassen in zweifellos randlich noch stark angenagten Zerreißungsspalten des Gesteins eingelagert sind, also daselbst eine sekundäre Erfüllung bilden. Wie die äusseren Unebenheiten in diesen grossen

\*) Die Entkalkungsspalten sind nach diesen Ausführungen älter, als die Stylolithenspalten und unter anderen Begleiterscheinungen entstanden; es mögen die Temperaturverhältnisse und die Lösungsstärken schon von vorneherein etwas verschieden gewesen sein; für die Stylolithenspalten gilt aber jedenfalls die Thatsache, dass der vertikal zu ihrer Ebene wirkende Druck in hervorragendem Maasse wirksam war; so mögen auch die Temperaturen sich weiter erhöht haben und auch ein Theil der Kieselsäure des thonigen Rückstandes, der bei den Entkalkungsspalten im Gegensatz zu den Pechkappen wohl unverändert vorliegt, in Lösung gegangen sein, so dass das Bitumen bei vermindertem thonigen Rückstand sich hier stets stark anreichert.

Spalten im Innern in typische Styloolithen übergehen, so zeigen die angegliederten kleinen Styloolithengänge scharfe Durchschneidung der feinen Bänderung sowohl im inneren Körper der Styloolithen als in deren Umgebungsmasse; auch bemerkt man an allen Stellen, dass die durchstossenen Massen chemisch entfernt sein müssen, da sie nirgends durch die Ineinanderfügung der Zapfen in der Front der Köpfe einfach räumlich verschoben erscheinen, noch irgend welche Störung in der feinsten ebenflächigen Lagerung in der Umgebung zu erkennen ist. Das Gestein war offenbar in hartem Zustand. Die die Pechlagen überschneidenden und begleitenden Fasergypssprünge sind senkrecht schraffirt.

**Fig. 3** ( $\frac{2}{3}$  nat. Gr.). Styloolithenband im Anhydritknotenschiefer von Mellrichstadt in dreifacher Grösse. Die Knoten sind in grauem Ton gehalten. Man erkennt die chemische Elimination der Substanz der Knoten; das kohlen säurehaltige Wasser war hier, wie dies die Kalkmergel von Berg-rheinfeld und Kleinlangheim thatsächlich sind, zur Auflösung des schwefelsauren Kalkes noch etwas NaCl-haltig, was auch durch die sekundäre Auskrystallisation von Anhydrit in Spalten dieser Schiefer nothwendig bewiesen wird (vgl. S. 76, 77 und S. 90 Anm.)

### Tafel V.

**Fig. 1 a—d.** Horizontaldurchschnitte durch einen Bohrkern mit der S. 43 und 69 beschriebenen äusserlich verschwindenden Partie des Kalkspathgangs zwischen den beiden Schaumkalkbänken von Berg-rheinfeld. Die Calcitgangstücke sind horizontal schraffirt; die liegenden Styloolithen des den Gang in einer Vertikalebene annagenden Sprungs zeigen Pechkappen und deutlichste, scharf ausgeprägte, seitliche Riefung; die Pechkappe zeigt eine Lagerung, welche senkrecht zu der Gesteinslagerung gerichtet ist. (Nat. Gr.) S. 76.

**Fig. 2** zeigt den oberflächlichen Vertikal-Anschliff durch den Styloolithensprung von Fig. 1, längs der bei 1 a, 1 b und 1 c rechts angedeuteten Punktlinie; die Pechkappen sind hier im Gegensatz zu Fig. 1 ganz schwarz gehalten. (Nat. Gr.) S. 43 und S. 69.

**Fig. 3 a und b;** 3 a zeigt vier an einer Kernoberfläche in das Calcitgangsystem (Fig. 1) eingesenkte Styloolithen nach der in Fig. 3 b schematisch dargestellten Orientierung in der Fläche eines horizontalen Querbruchs durch die Kernsäule. (Nat. Gr.)

**Fig. 4** zeigt die Durchbrechung eines Anhydritknotens durch einen Styloolithen aus den Plattendolomiten von Mellrichstadt. (Nat. Gr.) S. 77.

**Fig. 5** zeigt in vierfacher Vergrößerung die durch eine Styloolithenspalte angenagte Anlagerungsgrenze eines grösseren und mehrerer kleineren Geschiebe aus der conglomeratischen Basis des Schaumkalks (Taf. 1 Fig. 2 links oben); die minutiösen Styloolithen sind nach oben gerichtet und senken sich in verschiedenartige kleinere Gerölle, wie auch ein späthiges Crinoidenglied hierbei seitlich angenagt ist. Gleiches ist an der erwähnten Fig. 2 Taf. 1 mehrfach zu sehen. S. 75.

**Fig. 6.** Horizontaler Bohrkern-Anschliff mit Querschnitten von Styloolithen, welche sämmtlich, soweit sie am peripheren Rand liegen, auf der Aussenfläche des Bohrkernes in Längsschnitten auftreten. Derart sind alle Querschnitte nicht nur in unseren Profilen, sondern auch von Styloolithen ganz anderer Fundpunkte (z. B. aus den Trochitenkalken der Westpfalz und des Saargebiets). Auffällig ist die reihenweise Aneinanderlagerung, die eckigen Querschnitte, die eckige Form der tiefen oder seichten Nischen und Einschnürungen; dies ist sogar bei den eingeschachtelten Styloolithen jüngerer Generationen zu sehen. Aus den Kalkmergeln von Kleinlangheim in nat. Gr. (vgl. S. 77).

**Fig. 7.** Wagrechte und senkrechte Entkalkungssprünge mit hauptsächlich horizontaler, netzförmig vordringender Entkalkung aus den Kalkmergeln der Unterlage des Hauptanhydrits von Berg-rheinfeld. (Nat. Gr.) S. 67 und 35.

### Tafel VI.

**Fig. 1—3.** Ausgeschaltete Styloolithen mit vier eingeschachtelten Tochtergenerationen, aus dem Innern des untersten Styloolithenzugs von Taf. IV Fig. 1 (Textfig. 3 S. 78) in aufrechter Orientierung; 2 und 3fache nat. Gr. Man erkennt die mit der Hauptsohle innigst verbundene quere Schaltsohle im Innern der Basis des älteren Mutterstyloolithen, den mehr oder weniger conischen Stummel (Sockel) unter dieser Schaltsohle, einen etwas veränderten Theil des alten, zuerst noch einfachen Mutterstyloolithen; die Hauptsohle entspricht an Stärke ungefähr der Summe der inneren jüngeren Kappen mit der Schaltsohle; die Verschiedenheit in der Dicke der an die Hauptkappe und Hauptsohle sich anschliessenden „Entkalkungsbänder“ weist vielleicht auf die erste Ursache der Styloolithenbildung, die „Uebersprünge“ hin. In den Ecken der Hauptsohle und vertikalen Wand erkennt man die durch die „Eckwinkelsprünge“ abgelösten und durch das Styloolithenwachstum „geschleppten“ Theile der Entkalkungslage. Während der Bildung der diese Ecksprünge erfüllenden Pechlage hat daher kein Wachstum der Entkalkungslage nach aussen stattgefunden,

ein Beweis, dass ihre Entstehung nicht mit der der Styloolithen zusammenhängt, welche sich an sie nur als eine ältere Bildung anschliessen (vgl. Nachtrag S. 90—92 und Erkl. zu Taf. III Fig. 3 Anm.).

**Fig. 4a—d.** Aufeinanderfolgende Stadien der Entstehung der ausgeschalteten Styloolithen mit jüngeren Generationen im Innern. Bei 4a erfolgt eine Absprennung der noch einfachen Styloolithen zunächst der Basis, die, wie alle späteren Abspaltungen, offenbar durch ungleichmässiges Wachstum einzelner, auf einer einzigen Styloolithenebene befindlicher Styloolithen verursacht ist; bei 4b ist an dieser Sprungspalte eine weitere Styloolithenbildung vor sich gegangen, an welcher sowohl selbst, als zunächst der alten Kappe (= der Sohle zwischen zwei umgekehrten Styloolithen) neue Querzersprengungen zu weiteren Ausschaltungen angedeutet sind; 4c zeigt die weitere Ausgestaltung von Styloolithen an diesen Zersprengungen, besonders der herniederhängenden Tochterstyloolithen. 4d zeigt die Entstehung weiterer basaler Abspaltung ohne neue Styloolithengeneration und endlich das Zusammenwachsen der verschiedenen, basal der Hauptsohle und apical der Hauptkappe genäherten queren Schaltsohlen zwischen den Tochter- und Enkelstyloolithen. Eine daraus hervorgehende Hauptschaltsohle bedeckt den durch fortdauernde Auflösungsvorgänge mehr oder weniger conisch umgewandelten Stummel des Mutterstyloolithen. Dieser „Sockel“ der Schaltbildungen zeigt auch die abgerundeten Stummel der jüngeren Generationen als warzige Reste. Auch zwischen der Hauptpechkappe und den jüngeren Kappen (bzw. Sohlen) findet eine Verschmelzung statt, wobei gelegentlich noch Reste der ausgeschalteten Theile der Mutterstyloolithen erhalten bleiben (Fig. 5a in der Mitte).

**Fig. 5a—f.** Verschiedene, etwas vergrösserte Längsschnitte durch Styloolithen aus den Kalkmergeln von Kleinlangheim und Myoph.-Schichten von Bergheimfeld; sie zeigen verschiedene Formen der Eckwinkelsprünge, zum Theil mit anschliessenden Styloolithen, und andere apicale Zersprengungen; es treten im Verlauf dieser Sprünge zweifelhafte Analogien mit der seitlichen Abdachung der Pechkappen bzw. der aussen anliegenden Gesteinsfläche auf; Fig. 5a zeigt die Andeutungen der Verschmelzung der Pechsohlen jüngerer hängender Styloolithen mit der Hauptpechkappe und Resten des fast ganz aufgezehrten abgesprengten Theils des Styloolithenkörpers (vgl. Fig. 4d).

**Fig. 6a—f.** Mehrere sich durchkreuzende Styloolithenbänder, 3fache Vergr., natürl. Stellung; das horizontale Band ist das stärkste und wird durch die vertikalen Bänder mit liegenden Styloolithen durchbrochen; Fig. 6b zeigt das Verhalten der Durchbrechung recht-, vor dem Anschliff. Die Durchbrechung zieht an allen beobachteten Stellen durch die horizontalen Styloolithenscheitel hindurch, welche nach der Drucktheorie (je nach der Orientirung) entweder druckerzeugende, festere Masse repräsentirten oder durch ihre schon festere Consistenz diesem Druck widerstanden; sie konnte daher nicht durch den im Anschluss an die Entstehung des Horizontalbandes hervorgebrachten Druck erzeugt werden, da dieser stärker gewesen wäre, als der ursächliche Druck. — Die liegenden Styloolithen zeigen thonige Pechkappen, wie die stehenden, und haben auch Andeutungen einer Entkalkungslage (3mal vergrössert).

**Fig. 7a—e** zeigt schematisch die Entstehung der Styloolithen. Die Complicirtheit der Styloolithenbildung schliesst aus, dass man es bei einem später Styloolithen erzeugenden Sprung, wie Fucus meint, mit einem „einfachen“ Sprung zu thun habe. Unser Ausgangspunkt ist daher eine Horizontalzersprengung in einem fein horizontal gelagerten Gestein, welche an der Grenze eines eingeschalteten, verschiedenartigen Gesteinsbandes hinläuft, bald vom Liegenden ins Hangende und umgekehrt zurück überspringt. Die Zersprengung ist also von Anbeginn an alternirend; durch die längs eines solchen Sprungs so einem härteren Band (inmitten eines weicheren auflösungsfähigen Gesteins) alternirend gegenüberstehenden Flächen werden verschiedene Auflösungsvorgänge hervorgerufen, welche sich zunächst an das aussen, unten und oben befindliche, weichere Gestein halten und die Auflösungsreste auf den noch weniger angegriffenen Flächen des härteren Gesteins absetzen, wobei besondere Wärmeausgleichsbewegungen eine nicht unwichtige Rolle spielen; diese nun von einer Thonhaut gedeckten Flächen der harten Gesteinslagen werden, einerlei ob sie dick oder sehr dünn sind, die späteren Styloolithenköpfe, die Thonhaut wird später zur Kappe (vgl. unten); Fig. 7a zeigt den erwähnten Sprung, Fig. 7b zeigt die Entstehung der Thonhaut und der darunterliegenden mit 0 gezeichneten Auslaugungshöhlen, deren Wachstum bis zu den vertikal gegenüberstehenden Punkten, welche in der Figur durch die punktirte Linie angedeutet sind, horizontal-seitlich fortschreitet. Sodann tritt der Vertikaldruck in Wirksamkeit; dieselbe Druckwirkung, welche vertikal durch die schiefen Uebersprünge hindurch die oberen Höhlungen zu schliessen strebt, schliesst auch jedesmal die unteren Höhlungen; so entsteht 7a ein embryonaler Styloolith mit schwacher Verschiebung der harten Ursprungslage. Fig. 7d und e zeigen das weitere Wachstum, besonders die Entstehung der seitlichen Abdachungen und des Eckwinkelsprungs (vgl. S. 88). Fig. 6f zeigt das wahrscheinliche ursprüngliche Verhältnis

vor der Entstehung des „Sprungstylolithen“ (vgl. Textfig. 3 S. 78 und Taf. IV Fig. 1 unten rechts: die Stylolithen mit den querschraffirten Schwänzen). Die Uebersprünge geschehen hier nach den senkrechten, über einer härteren Lage befindlichen und an ihr abstossenden Verzweigungen eines Gyps (Anhydrit)-Gängchens; die NaCl enthaltende Auslaugungsfeuchtigkeit greift hier auch das  $\text{CaSO}_4$  an und senkt die schmalen Stylolithen in ein vorgebildetes Gangsystem. — Die bei vorwaltendem Vertikaldruck während der Stylolithenbildung auftretenden Temperaturen ermöglichen auch die Auflösung gewisser Mengen der Kieselsäure des thonigen Rückstandes und lassen in den „Pechkappen“, gegenüber den Entkalkungsausfüllungen, die bituminösen Substanzen in höherer Verstärkung als die thonigen Beimengungen erscheinen. — Nach allem diesem können so höchst regelmässige Bildungen, wie die in Fig 1—3 dieser Tafel abgebildeten, nur in einem Gestein mit sehr feiner Horizontallagerung vorkommen, was 1. auf ein sehr feines Korn schliessen lässt und 2. auf eine aussergewöhnliche Art der Anschwemmung, als welche man hier die sehr zarte Bodenströmung bei allmählich sich am Meeresboden verstärkender salinischer Soole nennen kann (vgl. S. 112).

---

Abgesehen von Fig. 1, 3 und 6 Taf. V, welche Horizontaldurchschnitte durch die Bohrkerne darstellen, zeigen die Bilder aller anderen Tafeln aufgerollte Vertikaldurchschnitte durch die Schichten und Schichteneinschlüsse, so wie sie, nur nachträglich angeschliffen, auf der cylindrischen Bohrkernoberfläche erscheinen.



Fig. 1.

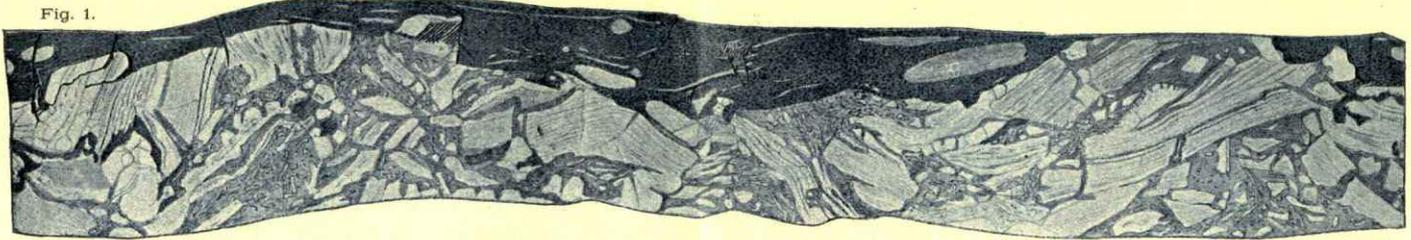


Fig. 2.



Fig. 3.

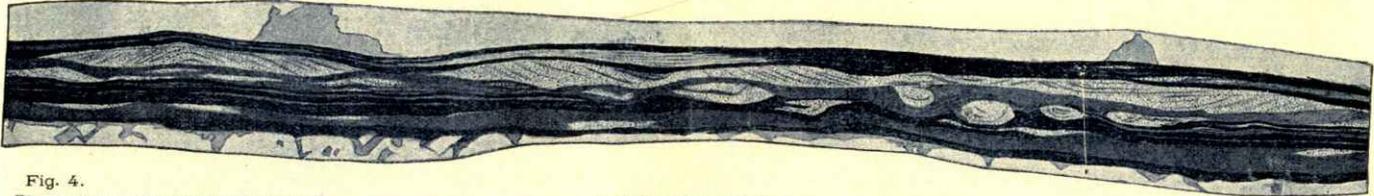


Fig. 4.

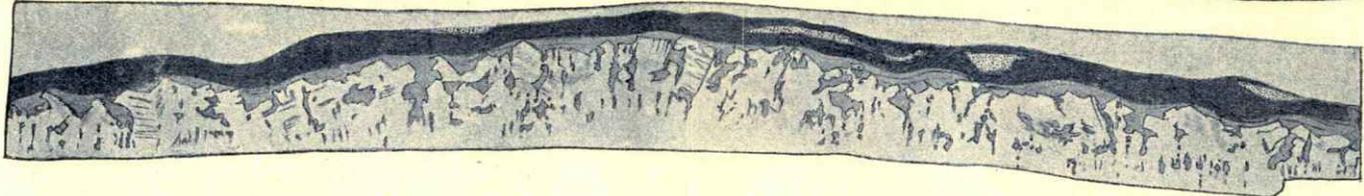


Fig. 5.



Fig. 6.

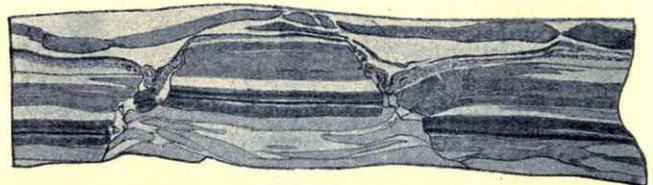


Fig. 1.

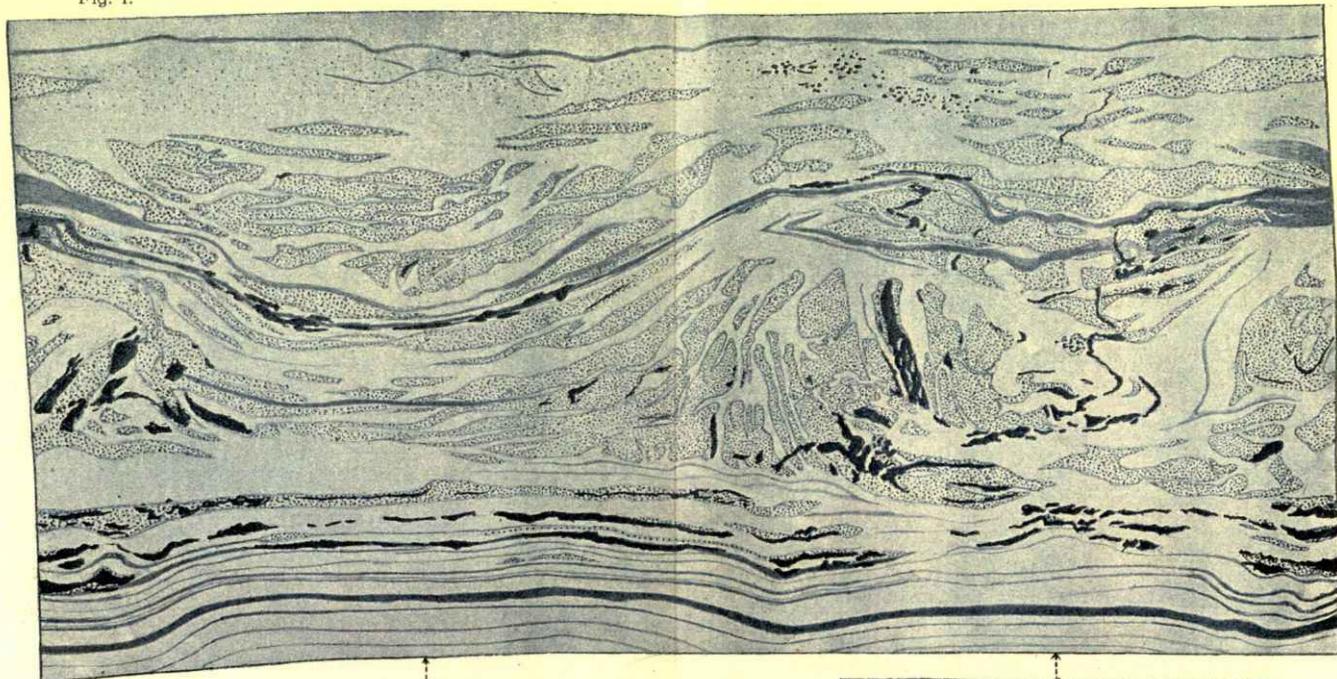


Fig. 2.

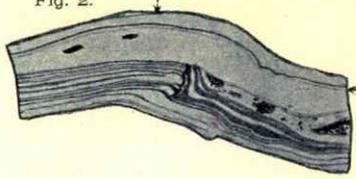


Fig. 3.

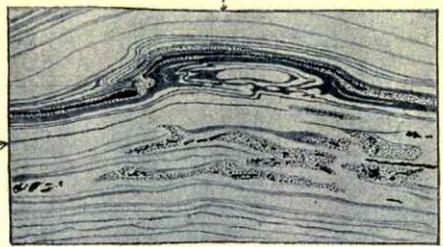


Fig. 4.

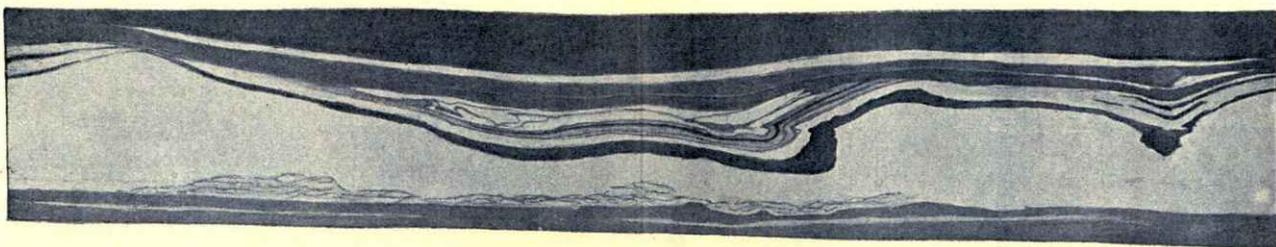


Fig. 1

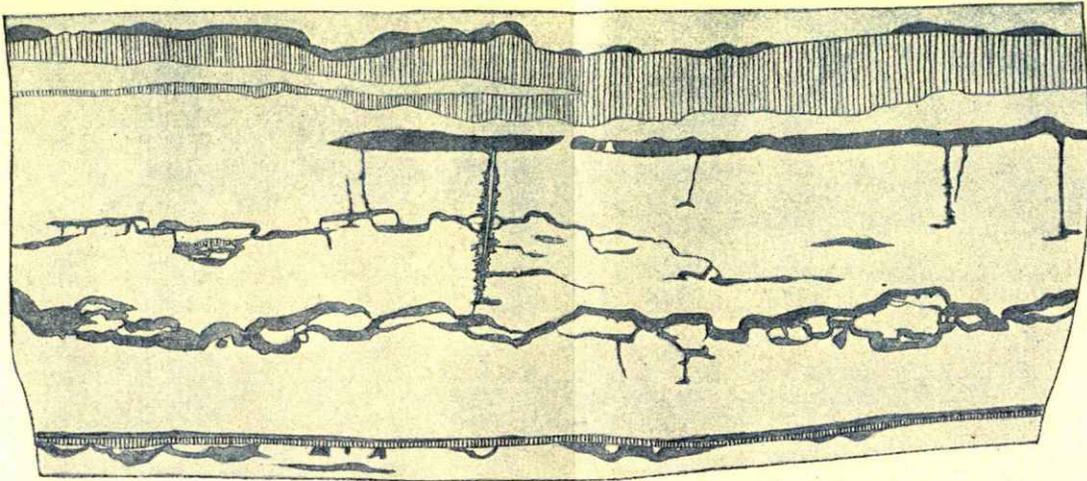


Fig. 2.

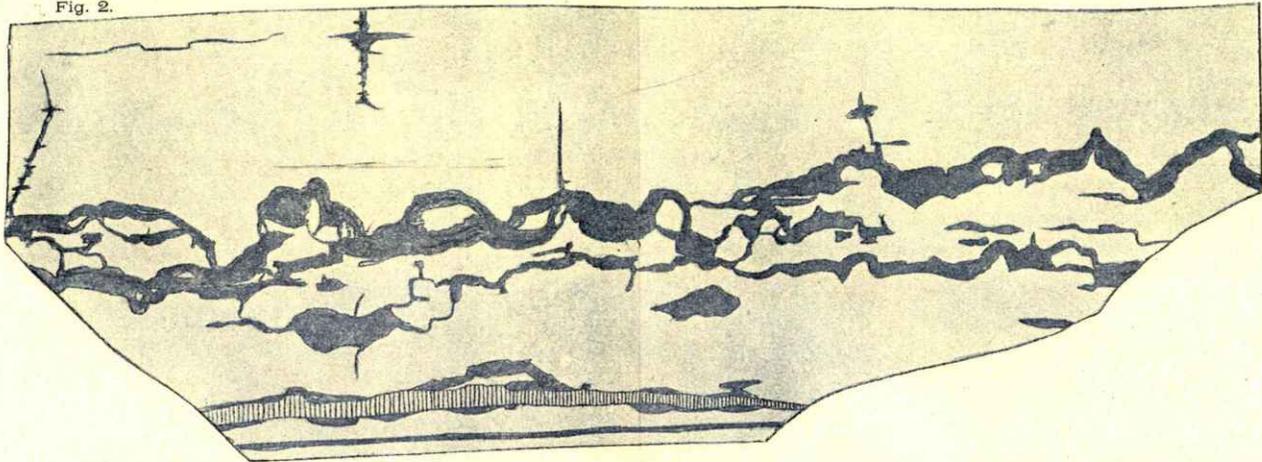


Fig. 3

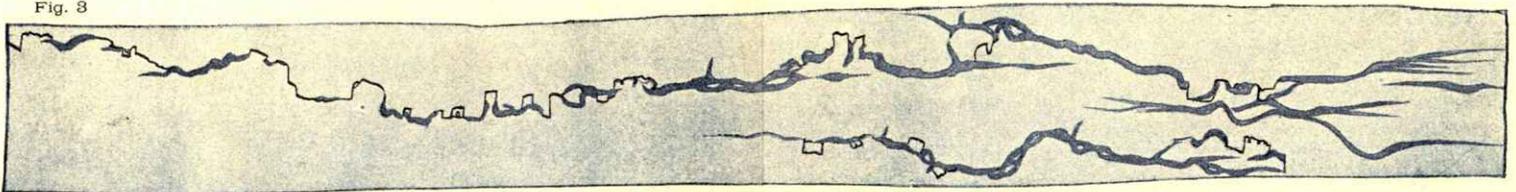


Fig. 1.

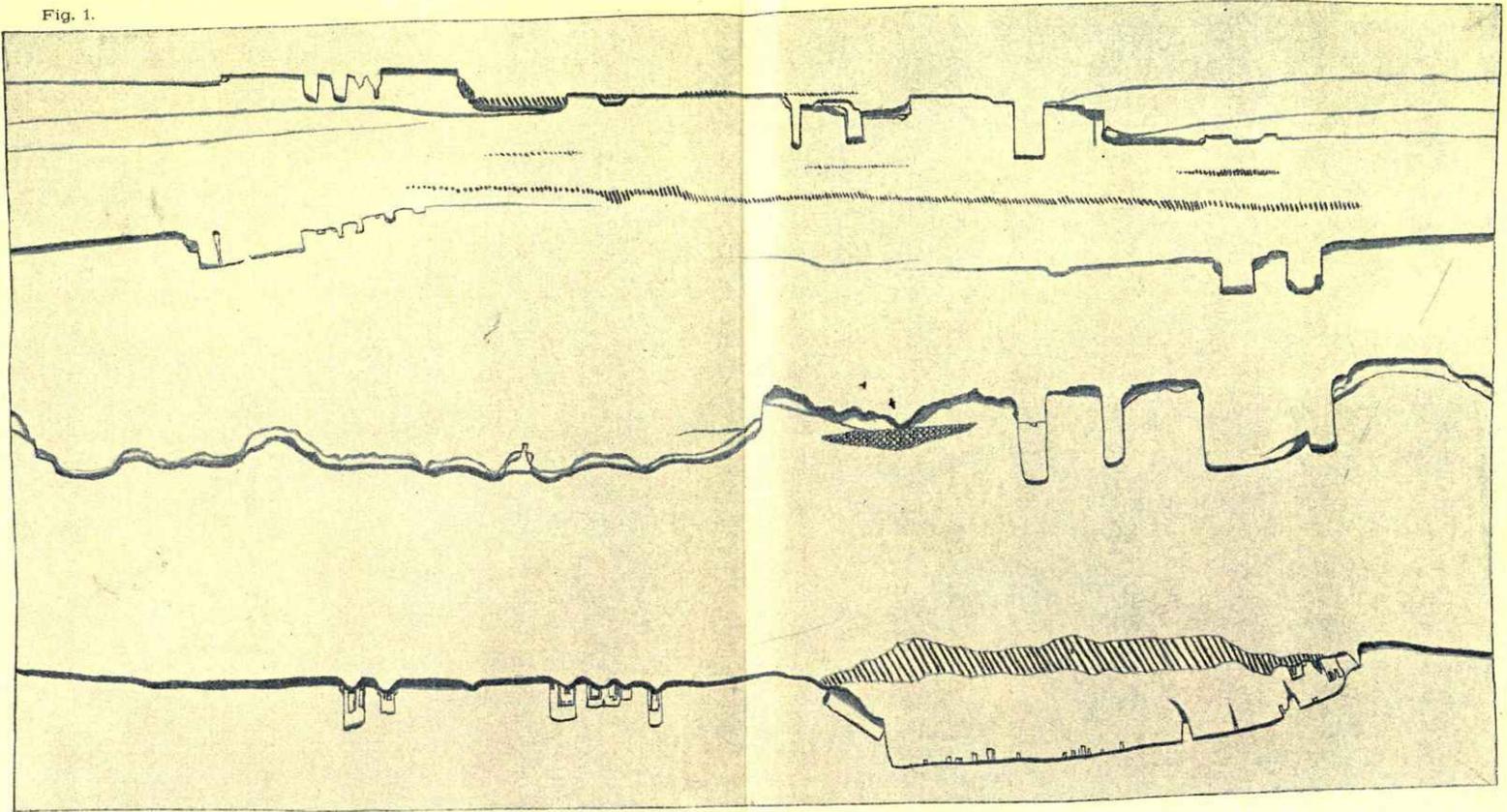


Fig. 2.

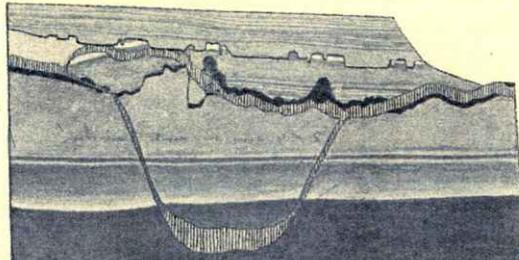


Fig. 3.

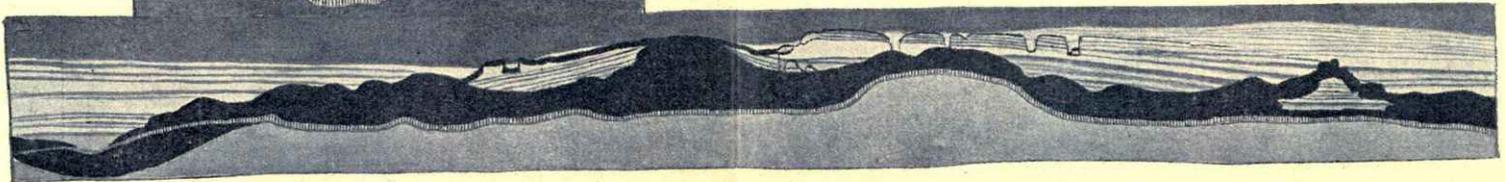
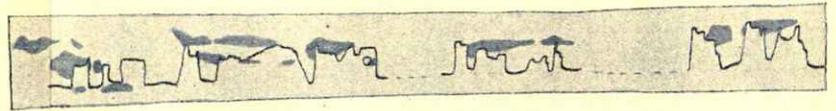


Fig. 1a.

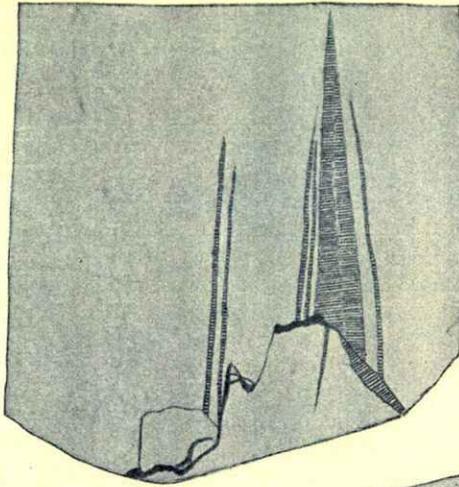


Fig. 3a.

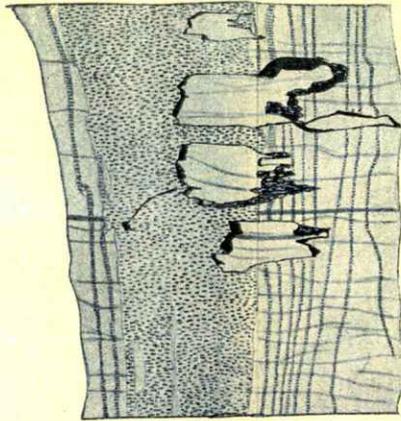


Fig. 6.

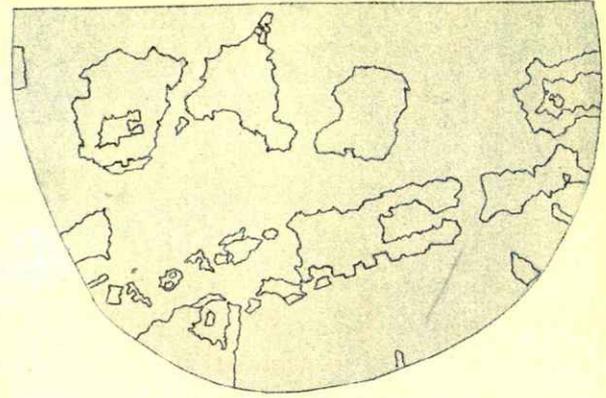


Fig. 1b.



Fig. 2.

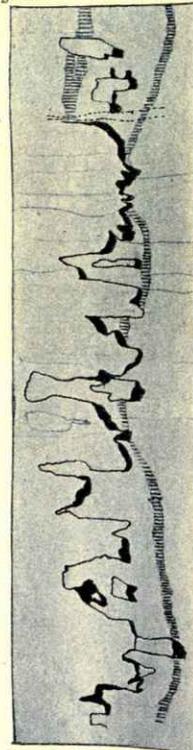


Fig. 3b.

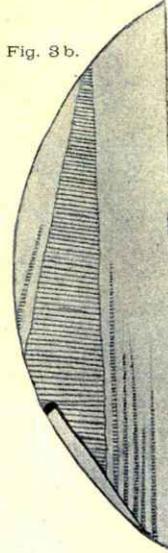


Fig. 5.

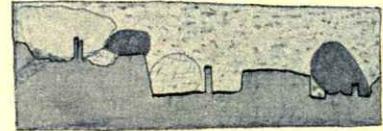


Fig. 1c.

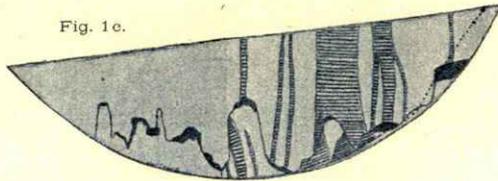


Fig. 1d.

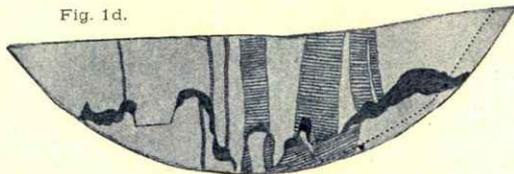


Fig. 4.



Fig. 7.

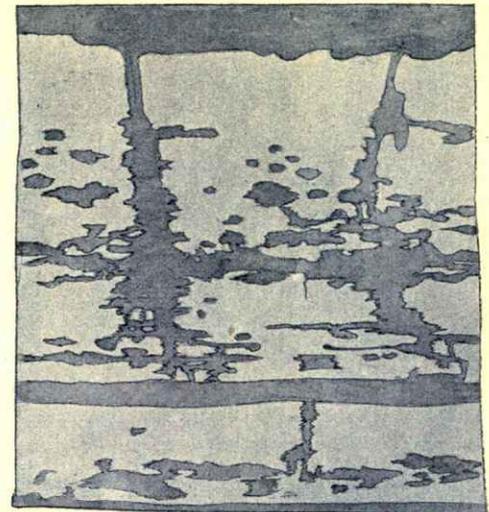


Fig. 1.



Fig. 3.

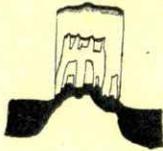


Fig. 2.

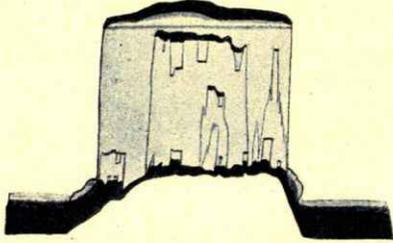


Fig. 4a

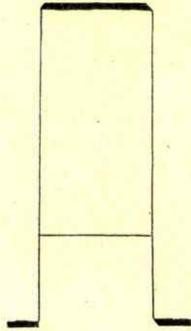


Fig. 5.

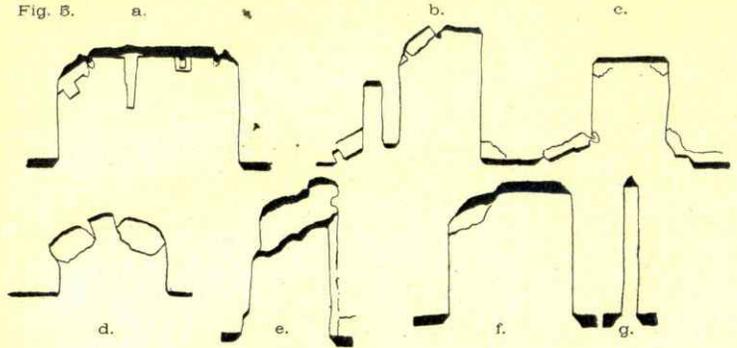


Fig. 4b.

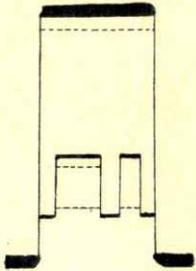


Fig. 4c.

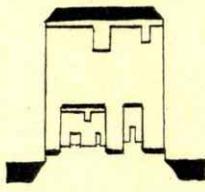


Fig. 4d.

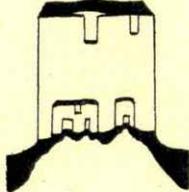


Fig. 6a.

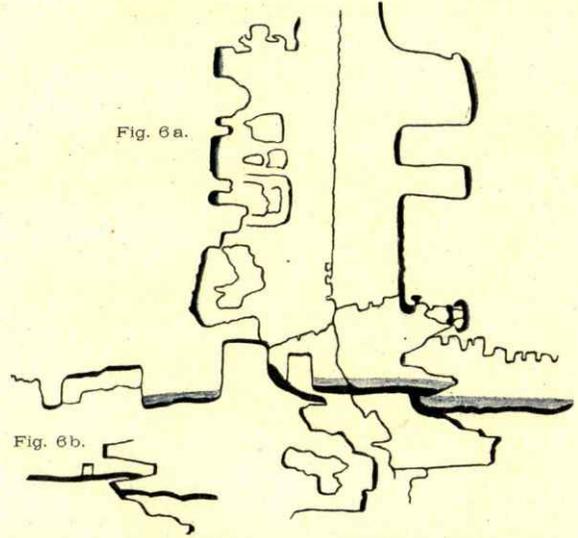
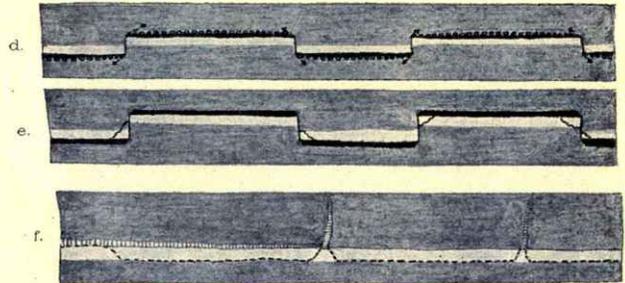
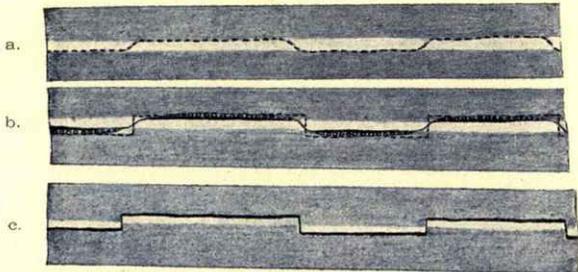


Fig. 6b.



Fig. 7.





## Bemerkungen über Chondriten und ihre Entstehung.

Von

Dr. F. W. Pfaff.

---

Vor einiger Zeit gelang es mir in der Nähe von Tölz einen schönen Aufschluss und Fundpunkt von Chondriten im Flysch zu finden, der eine grössere Ausbeute zulässt. Da nun besonders die Lagerung dieser Gebilde im anstehenden Gesteine an diesem Punkt gut beobachtet werden kann, so glaube ich, dass es nicht fruchtlos ist, darüber einiges mitzuteilen.

Eine eingehendere Untersuchung hat nun etwas andere Ergebnisse geliefert als die, zu denen v. GÜMBEL\*) und Herr Professor ROTHPLETZ\*\*) in ihrer letzten Arbeit gekommen sind; es ergibt sich daraus, dass diese Gebilde von verschiedenen Fundpunkten verschiedene Beschaffenheit zeigen. Ich werde daher in folgenden Zeilen das mitzuteilen mir erlauben, was ich über die Struktur der Chondriten von diesem Fundpunkte habe ermitteln können.

Der Fundpunkt liegt am Nordabhang des Blomberges, einer kleineren SW von Tölz gelegenen Höhe, wenig Schritte nördlich von der von Sauerberg nach dieser Höhe hinaufführenden Holzabfuhr, in einer Höhe von ungefähr 1025 m. Es ist dies ein kleiner schon von diesem Wege aus in die Augen springender Bergvorsprung, der nach N. in einer kleinen Wand von ungefähr 30 m Höhe abfällt. Die Schichten liegen hier nahezu horizontal und bestehen aus grauen Flyschkalken von wechselnd dicker Bankung mit stellenweise mehr thonigem Zwischenmittel.

In der Schutthalde dieser kleinen Wand finden sich die Chondriten, besonders die als *Chondrites intricatus* BRONG. und *Chondrites affinis* BRONG. bezeichneten Arten in grosser Menge. Aber auch im anstehenden Gestein lassen sich die Chondriten, besonders an den Stellen, wo es noch feucht ist, bei einiger Aufmerksamkeit unschwer nachweisen. Die Beobachtung an den Fundstücken, die aus dem Anstehenden genommen wurden, hat nun ergeben, wie auch schon Herr Professor ROTHPLETZ hervorhebt, dass die weitaus grösste Anzahl in annähernd horizontaler Lage sich befinden. Unter den nach Hunderten zählenden Bruchstücken, die mir

\*) N. Jahrb. f. Min. u. Geol. 1896. I. S. 227.

\*\*) Z. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. 1896. S. 854.

unter die Hände kamen, war kein einziges Chondrit zu finden, der eine ausgesprochen senkrecht zur Schichtung gerichtete Stellung hatte. Die einzelnen Aeste, wenn es erlaubt ist, diesen Ausdruck zu gebrauchen, scheinen wohl manchmal auf der einen Spaltungsfläche senkrecht zu stehen; wird jedoch das dazu gehörige darüber oder darunter liegende Bruchstück genau beobachtet, oder wenn man einen Schnitt senkrecht zu dieser Fläche führte, so zeigt es sich, dass die Aestchen nach kurzer Erstreckung umbiegen und dann fast horizontal verlaufen, und zwar erscheinen die kleineren Aeste häufig als gebrochene Geradelinien, indem das folgende Stück an das vorhergehende in einer Richtung, die von einer Geraden nur um wenige Grade abweicht, angesetzt ist. Ob nun die einzelnen stärker von der Horizontalen abweichenden Theile häufiger nach oben oder nach unten sich verzweigen, muss dahin beantwortet werden, dass diese Fälle in gleicher Häufigkeit vorkommen. Nicht selten zeigt es sich sogar, dass an einem und demselben Stück Aeste sowohl nach oben als nach unten abzweigen. Besonders gut lässt sich dieses Verhalten dann beobachten, wenn die aus dem Anstehenden genommenen Stücke mit schwacher Salzsäure geätzt werden, wodurch die Farbe des Chondriten kaum verändert, die des Muttergesteines aber an der Oberfläche hell wird, — ein Vorgang, welchen bei den auf der Halde längere Zeit liegenden Stücken eben die Atmosphärien besorgen. Und gerade dieser Umstand, ob nämlich die Untersuchung am verwitterten Material oder am frischen unverwitterten vorgenommen wurde, fand ich bis jetzt in keiner Arbeit erwähnt, und doch ist dies von Bedeutung und erklärt, warum ich in mancher Hinsicht zu anderen Ergebnissen gekommen bin.

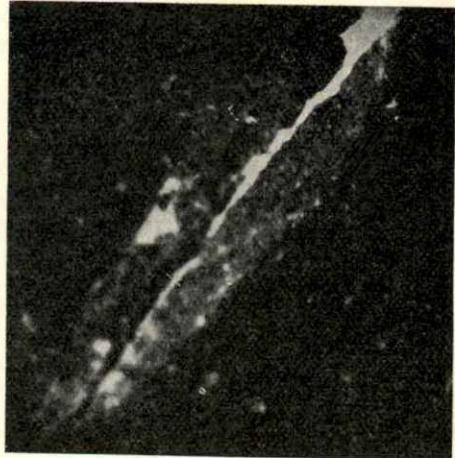
Bevor ich nun genauer auf die mikroskopische Beschaffenheit der Chondriten eingehe, muss ich noch die Herstellung der Präparate erwähnen. Da, wie bekannt, der Zusammenhang dieser Gebilde in vielen Fällen nicht besonders fest, manchmal sogar sehr locker ist, so ist mit blossem Schleifen nicht immer der gewünschte Erfolg zu erreichen; entweder bröckelt hierbei die Masse der Chondriten heraus, und man ist im Zweifel, ob man nicht an Stelle eines Aestchens das Schleifpulver des ganzen zum Dünnschliff genommenen Stückchens hat, oder der Körper der Chondriten bleibt so dick, dass über seine Zusammensetzung kein klares Bild erhalten werden kann. Nimmt man aber ein Spaltungsstückchen, auf dessen Fläche ein Chondrit liegt, erhitzt es, und legt es dann, in auf die richtige Temperatur gebrachten Canadabalsam, so lässt sich dieser nach dem Erkalten mit verdünnter Salzsäure vollständig vom Muttergestein befreien, so dass man auf diese Weise ohne Schleifen ein Präparat erhält, was sich, wenn auch nicht an allen, so doch an einigen Stellen, vorzüglich zur mikroskopischen Untersuchung eignet, und bei dem man sicher ist, wirklich den Körper des Chondriten, so wie er im Gestein liegt, vor sich zu haben.

Auch noch eines anderen Umstandes muss ich erwähnen, nämlich, dass der Chondrit selbst undurchsichtiger sein sollte wie das Nebengestein. Es hat dies zwar schon Herr Professor ROTHPLETZ richtiggetellt, indem er sagte, der Schliff wird um so durchsichtiger, je dünner er wird (s. S. 879). Ich möchte dem noch hinzufügen, dass der Körper des Chondriten meistens selbst dann, wenn er auf dem verwitterten Gestein fast schwarz aussieht, doch bei genügender Dünne besser durchsichtig ist als das ihn umgebende Muttergestein (Fig. 1). Hieraus erklärt sich nun auch, warum diese Gebilde bei auffallendem Lichte im Muttergestein stets so dunkel aussehen; es ist dies ebenso, wie wenn ein Quarzkorn in einem

hellen Gestein eingebettet liegt: das Licht wird von den helleren Theilen reflektirt, während es von dem Quarzkorn verschluckt wird, der Chondrit muss also, ebenso wie das Quarzkorn, dunkler erscheinen wie die ihn umgebende Masse. Diese Thatsache, dass der Chondrit durchsichtiger ist als das Muttergestein, hat sich an allen meinen Präparaten, sowohl an den durch Schleifen, wie an den durch Aetzen erhaltenen mit nur ganz wenig Ausnahmen herausgestellt.

Gehen wir nun auf das chemische Verhalten der Chondriten-Substanz über, so hat schon ROTHPLETZ in seiner öfters citirten Arbeit gefunden, dass diese frei von leichter löslichen Carbonaten ist; ich habe diese Thatsache an den verwitterten Exemplaren nachgeprüft und kann dazu weiter nichts bemerken. Etwas anders gestalten sich aber die Ergebnisse, wenn unverwittertes frisches Material zur Prüfung auf leichter lösliche Carbonate benützt wird.

Zur Vornahme dieser Prüfung ist es besser, statt Salzsäure mässig starke Lösung von Eisenchlorid zu verwenden, die zwar langsamer einwirkt, aber eine bessere Beobachtung der Reaktion zulässt, sowie durch Ausscheiden von Eisensalzniederschlag die Stellen der Einwirkung nachträglich zu sehen gestattet. Hierbei hat sich in den meisten Fällen gezeigt, dass die frischen Chondriten vom Blomberg einen schwachen Gehalt an kohlensaurem Kalk haben — eine Thatsache, die auch unter dem Mikroskop beobachtet werden konnte, worauf später noch eingegangen werden wird.



Figur 1.  
Chondritenpräparat, durch Schleifen erhalten.

Es hat nun MAILLARD die Ansicht ausgesprochen, dass der Fucoidenkörper aus demselben Mergel bestehe, der das Hangende jener Schichte bildet, in dem die Chondriten selbst liegen, während ROTHPLETZ auf Grund quantitativer Analysen Verschiedenheit zwischen Mergel und Chondritensubstanz gefunden hat, deren Zusammensetzung jedoch eine Aehnlichkeit mit den Bestandtheilen des Thongehaltes des Mergels verräth. Die Chondriten unseres Fundpunktes zerfallen ihrer Färbung nach in hellgrünlichbläuliche und dunkle bis schwarze. Wird die Masse eines hellgefärbten Chondriten vorsichtig vom Nebengestein abgehoben und längere Zeit mit concentrirter Schwefelsäure gekocht, so entfärbt sie sich vollständig und geht in ein weisses Pulver über. Im Gestein selbst, mit schwacher Salzsäure geätzt, verändert sie sich kaum merklich. Diese hellgefärbten Chondriten können demnach Kohle nur in ganz geringer Menge führen.

Von einem aus dem festen Gestein herausgeschlagenen fast schwarzen *Chondrites affinis*, der vermöge seiner Dicke und Grösse genug Material lieferte, wurde zum Vergleich von dem ihn umgebenden Nebengestein eine Analyse angefertigt. Diese ergab:

	Chondrites	Nebengestein
Si O <sub>2</sub> . . . . .	51.15	31.89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . .	21.87	5.15
Mn O } . . . . .		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.11	18.88
Ca CO <sub>3</sub> . . . . .	4.05	23.72
Mg <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> . . . . .	1.76	16.17
Na <sub>2</sub> O } . . . . .	2.02	3.46
K <sub>2</sub> O } . . . . .		
Glühverlust . . . . .	0.72	1.81
	<u>98.68</u>	<u>101.18</u>

Dieses Gestein stammt zwar nicht von dem Fundpunkte selbst, sondern wurde einige Meter höher an dem genannten Holzabfuhrwege gefunden. Zur Analyse wurde es nur deshalb gewählt, weil der Fundpunkt selbst so dunkel gefärbte Chondriten nicht lieferte.

Denkt man sich nun im Chondriten die Alkalien und Erdalkalien als neben-sächliche Bestandtheile und rechnet die Analysen daraufhin um, so ergibt sich:

	Chondrit	Nebengestein
Si O <sub>2</sub> . . . . .	55.64	57.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> } . . . . .	24.873	9.18
Mn O } . . . . .		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.98	33.88

Während im Chondrit und im Nebengestein, wie die Analysen zeigen, der Kieselsäuregehalt annähernd gleich ist, gehen Thonerde und Eisen-Mangan sehr auseinander und zwar stehen sie im umgekehrten Verhältnis, im Chondriten über-wiegt Eisen-Mangan, im Mergel dagegen der Thonerdegehalt. Leider war es mir der Zeit halber nicht mehr möglich, eine Analyse des in verdünnter Salzsäure unlöslichen Theiles auszuführen, weshalb auch in den Analysen Kali und Natron-Eisen und Mangan ungetrennt blieben, was jedoch für diese Frage weniger von Belang ist. Auch v. GÜMBEL gibt in seiner Arbeit\*) eine Analyse des unlöslichen Theiles. Wird diese in der angeführten Weise umgerechnet, so ergibt sich:

Si O <sub>2</sub> . . . . .	72.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	19.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8.63

Es zeigt sich auch hier das starke Vorherrschen der Thonerde über das Eisenoxyd.

Wie die Analyse ergab, ist der Glühverlust der Chondritenmasse selbst und im Vergleich mit dem Nebengestein sehr gering, der Gehalt dagegen an Eisen-oxyd sehr beträchtlich; es kann also die Farbe des Chondriten in diesem Falle nicht von Kohle herrühren, sondern muss dem Eisengehalt oder Mangangehalt zugeschrieben werden, was auch durch das Mikroskop, wie weiter folgen wird, bestätigt wird.

Die obenerwähnte verschiedene Färbung findet sich ebenso bei den kleinsten wie bei den grössten Chondritenarten und zwar hängt, wie schon FUCHS hervor-

\*) N. Jahrb. f. Min., Geol., 1896. I. S. 229

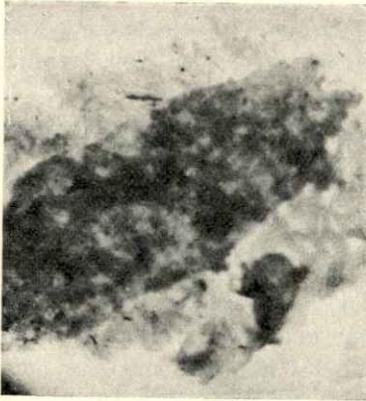
hebt, ihre Farbe ab von der des Nebengesteins. Ist das Nebengestein hell, so ist auch der Chondrit hell und umgekehrt, ist das Nebengestein dunkel, so ist auch wieder dieser dunkel gefärbt. Erhitzt man die Chondritensubstanz in der oxydirenden Flamme des Löthrores, so geht die helle bläuliche Farbe in eine röthliche über, während die dunkleren dunkelrothbraun anlaufen. Es ist also auch dies ein Beweis, dass das Färbende eine Eisenverbindung ist. Um vollständige Sicherheit zu erlangen, ob wirklich Eisen- oder Manganverbindungen die dunkle Farbe bedingen, wurden Stücke eines ganz dunklen *Chondrites affinis* längere Zeit in concentrirter Salzsäure gekocht. Wäre Kohle das färbende Mittel gewesen, so hätte nach dem Trocknen der Chondrit seine dunkle Färbung beibehalten müssen; dies war aber nicht der Fall, sondern seine Farbe war fast dem des Gesteins gleich, nämlich hellbraungrau geworden.

Das mikroskopische Bild, welches nun ein genügend dünnes Präparat eines dunklen Chondriten liefert, ist etwa folgendes:

Die Hauptmasse im Gesichtsfeld bildet ein Haufwerk von ganz feinen Körnchen. In diesen mit einer Grundmasse vergleichbaren staubartigen Theilchen, die ihrer grauen Farbe nach anscheinend nicht undurchsichtig sind, deren Feinheit aber eine sichere Entscheidung nicht zulässt, liegen grössere Gemengtheile; diese grösseren Gemengtheile sind häufig krystalliner Natur und zwar deutliche, theils farblos durchsichtige, theils hell gefärbt oder undurchsichtige Rhomboëder, die ihrem optischen Verhalten nach zum Theil Dolomit oder Magnesit, zum Theil auch Eisenspath sein dürften; weiter finden sich noch Körner von verschiedener Grösse, die Bruchstücke unbestimmbarer Mineralien sind, ferner einzelne vollständig undurchsichtige mehr oder weniger abgerundete Körner, Nadelchen, sowie, und nicht zu selten, ein hellgrünes, kaum pleochroitisches, ziemlich stark doppeltbrechendes durchsichtiges Mineral. Auffallender Weise kommt nun dieselbe Mineralaggregation im Muttergestein ebenfalls vor, verschiedenliche Rhomboëder, Nadelchen und auch das hellgrün gefärbte Mineral, welches aber in den kleinen Bruchstücken keine Bestimmung zulässt. Das durch Ätzen erhaltene Präparat ist seiner mehr körperlichen Form halber für die mikroskopische Untersuchung nicht so geeignet wie ein guter Dünnschliff, doch besteht sein Vortheil darin, dass man sicher ist, bei dem immerhin weichen und zerbrechlichen Material des Chondriten, diesen vor sich zu haben, wie er im Gestein wirklich liegt, ohne befürchten zu müssen, vom Nebengestein durch das Schleifen verschleppte Bestandtheile dem Chondriten zuzuschreiben. Ein Dünnschliff ungeätzt gibt ein der Hauptsache nach nur unwesentlich verändertes Bild. Neben seltenen kleinen quadratischen, dem Zirkon zuzurechnenden Kryställchen sind die rhomboëdrischen Kryställchen, Kalkspath, Dolomit und Magnesit, häufiger, was dem chemischen Verhalten entspricht, dagegen tritt hier viel häufiger gelbe Färbung durch Eisenerz auf. Dieses Eisenerz ist in ziemlicher Menge über den ganzen Chondriten verbreitet, theils findet er sich auf den Rhomboëdern als Ueberzug, theils als ausgeprägte Spatheisenkryställchen oder als nieren-traubenförmige Massen, sowie auch nur als Gelbfärbung einzelner Stellen des Schliffes. Bemerkenswerth ist, dass Anreicherung auf Spalten häufig zu beobachten ist und dass das Nebengestein in der Nähe der Chondriten ebenfalls durch Eisenerzausscheidung gelb gefärbt erscheint. Aus diesen letzten beiden Umständen geht mit Sicherheit hervor, dass der Eisengehalt als Imprägnationsvorgang zu beobachten ist, der im Chondriten hauptsächlich stattgefunden, der aber von da aus auch auf das Muttergestein übergegriffen hat.

Wird nun ein Präparat längere Zeit mit starker Salzsäure vorsichtig in der Wärme behandelt, so verschwindet ein Theil der undurchsichtigen Theilchen, während ein anderer bleibt; dieser überbleibende Theil besteht sicher vorwiegend aus Kohle; denn wird ein eben noch durchsichtiges Schliffstückchen im Sauerstoffstrom erhitzt, so verschwindet ein Theil der an der Oberfläche liegenden undurchsichtigen Theilchen, was beweist, dass diese wirklich Kohle sind.

Die Kohle bildet aber im Chondriten selbst einen nur ganz geringen Prozentsatz der Bestandtheile (Fig. 2). Auffallender Weise ist sie im Gestein selbst ebenso



Figur 2.  
Chondritenpräparat durch Aetzen erhalten.

häufig zu finden wie im Chondriten. Da nun, wie schon erwähnt, einerseits die dunkle Farbe, durch längeres Kochen mit Salzsäure vergeht, durch Erhitzen im Sauerstoffstrom aber keine Farbenänderung eintritt, so ist das ein weiterer sicherer Beweis, dass die Färbung des dunklen Chondriten mit dem Kohlengehalt nichts zu thun hat. Ein weiterer Beweis dafür ist auch noch, dass in den meisten hellgefärbten Chondriten die Kohle, wie das Mikroskop lehrt, in derselben Menge vorhanden ist, wie in den dunkel gefärbten.

Da ferner wie ebenfalls schon bemerkt, die Durchsichtigkeit in beiden, den hellen wie den dunklen Exemplaren, fast gleich ist, so kann die Ursache der Färbung neben dem Eisengehalt nur darin zu suchen sein, dass im dunklen

Chondriten das Licht verschluckt wird wie in einem Quarzkorn, im Nebengestein aber das Licht an der Oberfläche in Folge seines grösseren Thongehaltes reflektirt wird.

Berücksichtigt man das chemische Verhalten, die Zusammensetzung aus verschiedenen Mineralien und die geringe, ohne Gesetzmässigkeit eingestreute Kohlenführung, die nicht grösser ist als die des Muttergesteins, so kann man diese Chondriten doch nicht gut als Ueberreste pflanzlicher Gebilde betrachten.

Es hat nun FUCHS die Meinung ausgesprochen, die Chondriten seien verzweigte Gänge, die zur Aufbewahrung von Eiern gedient hätten. Beobachtet man aber die häufig ungemein regelmässigen Gebilde, die in der Regel schmalen, langen und sehr dünnen einzelnen „Aestchen“, die bis in's feinste verzweigt sind, so scheint mir diese Erklärung besonders für den *Chondrites intricatus* BRONG. und *arbuscula* BRONG. nicht recht zu passen.

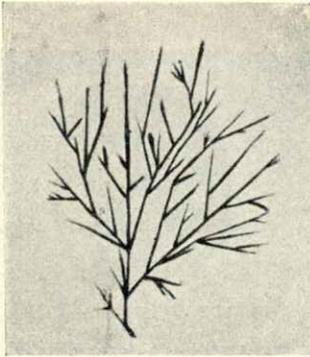
Ich will nun versuchen in folgenden Zeilen über die Entstehung dieser Gebilde eine Erklärung zu geben, die, wenigstens meiner Meinung nach, allen Erscheinungen gerecht wird.

Besieht man sich die feine regelmässige Verzweigung besonders letztgenannter Bildungen, deren einzelne „Aestchen“ fast stets wie nur aneinandergesetzte gerade Stückchen aussehen, so wird man lebhaft an Krystallausscheidungen erinnert.

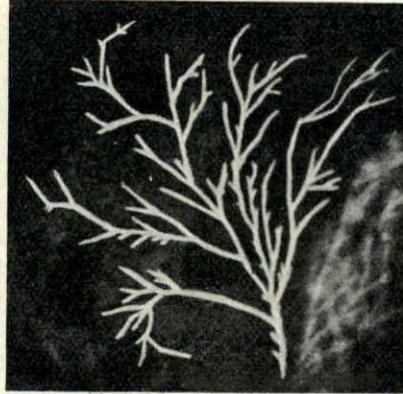
Einen Prüfstein auf die Richtigkeit dieser Erklärung hat man im Experiment. Denn gelingt es nicht, künstlich ähnliche Gebilde nachzuahmen, so können durch Auskrystallisiren Chondriten u. s. w. nicht entstanden sein. Wenn nun Salzlösungen diesen Vorgang hervorgerufen hätten, so kann nur Meerwasser, in dem sich Salze in dazu genügender Menge befinden, hier in Betracht kommen. Da aber im Meer-

wasser nur Chlornatrium, Chlormagnesium und Gypslösung in hinreichender Menge vorhanden sind, um derartige Ausscheidungen zu veranlassen, Chlormagnesium aber zu zerfließlich, Gypslösung zu schwer löslich ist, und Chlornatrium als regulär krystallisirendes Salz solche Gebilde nicht hervorrufen kann, und überhaupt niemals Chlornatriumpseudomorphosen im Flysch gefunden wurden, so kann nur allein das Gefrieren des Wassers diese Gebilde zu Stande gebracht haben.

Lässt man in einem flachen Gefäss einen mit Wasser fein verriebenen Schlamm oder Thon langsam gefrieren, so zeigt sich (Fig. 3 u. 4) wenn man den Schlamm wieder allmählich hat aufthauen lassen, dass der Schlamm durchzogen ist von einem Netzwerk verschieden gestalteter Linien und Furchen. Diese



Figur 3.  
Chondritenähnliche Bildung, durch  
Gefrieren von etwas verunreinigtem  
Wasser erhalten.



Figur 4.  
Chondritenähnliche Bildung, entstanden wie  
Figur 3.

Furchen, die den Krystallen entsprechen, verschwinden nun nach dem Aufthauen nicht, sondern behalten ihre Lage und Form vollständig bei, so dass der Schlamm durch Verdunsten des Wassers trocken erhalten werden kann und ein genaues Bild der Lage der Krystallnadeln gibt. War nun der Schlamm mit soviel Wasser angerührt worden, dass nach dem Aufthauen eine dünne Bedeckung mit Wasser vorhanden ist, so bemerkt man während des Aufthauens, dass sich die Furchen zuerst mit Wasser füllen. Mit diesem Einströmen des Wassers findet aber ein Transport der weniger fest auflagernden Schlammtheilchen statt.

Uebergießt man den Schlamm oder Thon nach dem Trocknen wieder vorsichtig mit einer niedrigen Schichte Wassers, und wartet einige Zeit, bis er sich vollständig angesogen hat, und bewirkt durch Neigen der Schale ein langsames Strömen des Wassers von der einen Seite nach der andern, so füllen sich die Krystalfurchen vollständig aus. Ueberschüttet man nach abermaligem Trocknen die Oberfläche vorsichtig mit weiterem Schlammwasser und lässt die ganze Masse längere Zeit austrocknen, so gelingt es stellenweise die oberste Schichte in kleineren Schuppen abzuheben, die auf ihrer Unterseite einen Abguss der Krystalfurchen tragen. Trockenrisse entstanden bei diesem Vorgang fast nie.

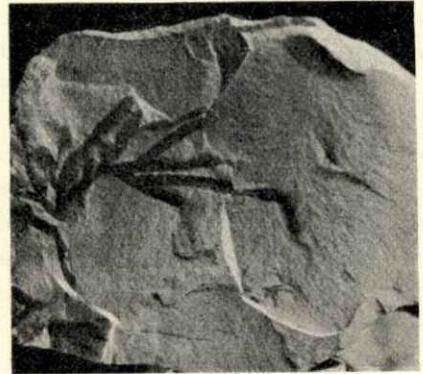
Es müssten in Folge dessen die Chondriten im anstehenden Gestein auf der Unterseite der Schicht oder Spaltungsfläche zu finden sein, also der Chondrit im Hangenden, und sein „Abguss“ im Liegenden angetroffen werden. Diesbezügliche Untersuchungen am Blomberg haben nun ergeben, dass in vielen Fällen der

Chondrit thatsächlich auf der unteren Seite, sein Abdruck aber auf der oberen Seite liegt. Häufig kommt es auch vor, dass allen zwei Seiten Theile dieses Gebildes anhaften, dieses also gespalten ist, und so eine Entscheidung über die Entstehung nicht zulassen.

Wie aus diesen Experimenten mit Deutlichkeit hervorgeht (Fig. 3 u. 4), entstehen durch Krystallbildung gleiche und ganz ähnliche Gebilde wie Chondriten, besonders wie *Chondr. intricatus* und *Ch. arbuscula*. Zu dem Zwecke setzen wir zur Vergleichung die Abbildungen zweier Flyschchondriten bei (Fig. 5 u. 6); das eine Exemplar (Fig. 5) stammt vom Blomberg, das andere, von L. v. AMMON gesammelt, von Hindelang (Fig. 6).



Figur 5.  
Chondrites von Blomberg, nat. Grösse.



Figur 6.  
Chondrites aus dem Flysch von Hindelang (1/2).

*Chondrites affinis*, der häufig sogar mit den andern verwachsen vorkommt, könnte, sowie die vielfachen Abarten, dadurch erklärt werden, dass das Wasser irgend ein Salz gelöst enthielt, und dadurch die Krystallausscheidung andere als die gewöhnlichen Formen bildete.

Es muss nun aber auch untersucht werden, ob sich alle Verhältnisse, unter denen sich die Chondriten finden, auf diese Weise erklären lassen.

Beobachtet man die Lagerung im Gesteine selbst, so ist fast immer zu beobachten, dass sich gerade diese Lagen, in denen die Chondriten liegen, leichter abspalten lassen, es herrscht also geringere Festigkeit. Demnach war die Ablagerung des Gesteines, während sich die der Chondriten bildete, gerade an der Stelle, wo wir sie jetzt finden, augenblicklich zur Ruhe gekommen. Daraus erklärt sich, warum diese Gebilde seltener auf ganz ebenen Flächen, sondern häufiger nur auf wellenförmig geformten Lagen zu finden sind. Die Ablagerung des Gesteins ging eben wie in einem langsam fliessenden Gewässer vor sich, und der Untergrund dieses Gewässers hatte, wie dies auch jetzt bei Anschwemmungen überall zu beobachten ist, eine unebene Oberfläche. Dass in einem langsam sich bewegenden Gewässer auch fast vollständig ebene Ablagerungen vorkommen, ist selbstverständlich. Ueber den Chondritenlagen hätte demnach aber das Wasser zeitenweise ganz niedrig stehen müssen, und man müsste dann auch Wellenfurchen antreffen. Solche Wellenfurchen finden sich aber an dem Aufschluss am Blomberg nicht zu selten.

Hieraus erklärt sich auch, dass nicht überall diese Gebilde zu finden sind, während der Gesteinscharakter der gleiche bleibt. Denn war das Wasser zu tief, so konnten die Eiskrystalle nicht mehr auf den Untergrund einwirken, oder bildeten andere unregelmässige Eindrücke, die dann nach dem Aufthauen, da der Bodenschlamm nicht austrocknen konnte, stellenweise wieder verwaschen wurden. Am Blomberg selbst konnte ich, wie schon bemerkt, nur Chondriten finden, die annähernd horizontal lagen. Wenn aber anderen Orts aufrecht stehende, oder mit den Abzweigungen nach unten gerichtete beobachtet werden, so lässt sich dies ebenfalls durch Krystallbildung erklären. War einmal die Krystallbildung im Entstehen, und der Grund feucht genug, so konnten die Krystalle nach allen Seiten sich ausbilden. Und dass gerade bei den Chondriten, ähnlich wie bei Gewächsen, sehr häufig die „Aestchen“ mehr oder weniger von einem Punkte ausgehen, findet durch Krystallisation, die ebenfalls häufig von einem Punkte ausgeht, die beste Erklärung. Ebenso begreift sich dadurch, warum diese Gebilde zu ihrer Länge und Breite so sehr dünn sind; jeder Krystall hinterlässt im Schlamm natürlich nur eine sehr flache Furche. Ebenso leicht aber auch, warum die Chondriten sich gegenseitig nicht durchdringen und warum niemals abgeknickte und umgebogene „Aestchen“ sich finden lassen, und warum sie stellenweise in feiner Schichtung übereinander lagen. Durchdringen können sie sich nicht, da die Krystallbildung aufhört, sowie das zum Krystallbilden nöthige Material aufgebraucht ist; dann aber können sie übereinanderlagern, da, sowie eine ganz feine Schlammschicht über dem unteren Krystall abgelagert war, die Krystallbildung durch die vorhandene Wassermenge bei erneuert eintretendem Frost wieder vor sich gehen konnte; abgeknickte Zweigchen können aber nicht vorkommen, da das Wachsthum der Krystalle stets radial von einem Punkte vorwärts, nicht rückwärts stattfindet.

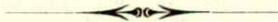
Es finden sich die Chondriten aber auch in mehr sandigen Ablagerungen, und dies scheint gegen diese Erklärung zu sprechen. Betrachtet man aber die schönen Kalkspath-Rhomboëder von Fontainebleau, die bis zu 80% aus Quarzsand bestehen, so bildet eine sandige Ablagerung, wie sie der Wiener Sandstein ist, kein Hindernis. Ist das Muttergestein der Chondriten in stärkeren Bänken abgesondert, so sind diese mehr oder weniger senkrecht gelagert. Dies erklärt sich ganz natürlich dadurch, dass die dickere Bank als einheitliches Ganze einen gleichmässigen Wassergehalt hatte; trat nun Frostwetter ein, so konnte die Krystallbildung ungestört nach allen Richtungen stattfinden, und die einzelne Krystallverästelung konnte sowohl in vertikaler wie in horizontaler Richtung vor sich gehen. In dünneren Schichten musste jedoch die Ausbreitung der Krystalle mehr auf der Oberfläche vor sich gehen, da die unterlagernde Schicht entweder eine etwas andere chemische oder physikalische Beschaffenheit hatte, was sich in der Abspaltbarkeit verräth, und somit dem Eindringen des Frostes einen anderen Widerstand leistete, wodurch dann wieder die Ausscheidung von Krystallen nach grösseren Tiefen verhindert wurde.

Da nun ferner die Chondriten in fast vollständig gleicher Ausbildung vom Silur bis herauf zu den jüngsten Ablagerungen gefunden werden, was sich bei einer pflanzlichen oder thierischen Abstammung kaum erklären lässt, so dürfte dies ein weiterer Beweis für die Entstehung dieser Gebilde auf mechanischem Wege durch Krystallbildung sein. Würde diese Erklärung sich bei allen Vorkommnissen als richtig erweisen, so würden sie weitere nicht uninteressante Schluss-

folgerungen auf die klimatischen Verhältnisse erlauben, die bei dem jeweiligen Entstehen der Chondriten geherrscht haben.

Fassen wir zum Schluss die Ergebnisse kurz zusammen, so zeigt sich für die Chondriten am Blomberg Folgendes:

1. Die Lagerung der Chondriten ist im Gestein meist annähernd horizontal, d. h. den Schichtflächen parallel.
2. Andernfalls ist ihre Verzweigung ebenso häufig nach oben als nach unten gerichtet.
3. Das unverwitterte Muttergestein hat fast genau die Farbe der Chondriten.
4. Die Farbe der Chondriten entsteht theils durch Absorption des Lichtes, theils ist sie bedingt vom Eisengehalt.
5. Der Chondrit enthält nicht mehr Kohle als das Nebengestein.
6. Seine dunkle Färbung geht durch Erhitzen in Salzsäure verloren.
7. Im Sauerstoffstrom erhitzt, ändert sich seine Farbe fast kaum.
8. In der oxydirenden Löthrohrflamme läuft der Chondrit rothbraun bis röthlich an.
9. Der Chondrit ist im Dünnschliff meist durchsichtiger als das Nebengestein.
10. Der unverwitterte Chondrit enthält neben etwas Kalkspath Dolomit oder Magnesit und Eisenspath.
11. Der Chondrit kann kein pflanzliches oder thierisches Gebilde sein.
12. Der Chondrit entsteht auf mechanischem Weg durch Krystallbildung.



# 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 „vindelisches“ 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 Zeitlarner 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 Generalstabskarte, 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 Donaubene 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.

#### L<sub>1</sub>. 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.

**L<sub>2</sub>. 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*, *Oxynoticeras oxynotum* und *Ariet. (Ophioc.) varicostatus* 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.

**L<sub>3</sub> L<sub>4</sub>. 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 aequivalvis*, sowie *Belemnites paxillosus* SCHLOTH. und zahlreichen anderen Lamellibranchiaten, Brachiopoden und Gastropoden), wie auch die Zone des *Amaltheus spinatus* (mit *Amalth. spinatus* BRUG., *Belemnites brevisformis* ZIET.) nachweisen.

**Oberer Lias.**

**L<sub>5</sub> und L<sub>6</sub>. 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 Posidomyenschiefern 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* MÜNSTER, sp., fehlen den Posidomyenschiefern 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 Posidomyenschiefern 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 Posidomyenschiefern 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 Südende 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 Opalinus-Thon. 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.

#### L<sub>7</sub>. 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 Posidomyenschiefern 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 Milhaud, Pimperdu sowie von Altdorf vor, analog wie sie E. DUMORTIER, Études pal. Bass. du Rhône IV. p. 97, Taf. XXVIII, Fig. 3 auführt).

\**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 *Steph. 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.

*Dumortieria 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.

**L<sub>8</sub>. 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.)

#### D<sub>1</sub>. 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 Gypskristalle gefunden. Die unteren Lagen enthalten zahlreiche, sehr dünne Bänken 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.)

#### D<sub>2</sub>. 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 Rother 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 Kenntnis des Jura von Deutsch-Lothringen. Abh. z. geol. Specialkarte 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 polyplocus* RÖM.,

v. GÜMBEL:

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

Die Zonen der *Sonninia 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.

D<sub>3</sub>. **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 Calloviens. 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.

D<sub>4</sub>. **Macrocephalen-Oolith** (v. AMMON l. c. p. 41).

Gelbe bis bräunliche, feste, bankige Mergelkalke, 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 *Belemnites 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 weitnabligten 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 Tegernheimer 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. *patina* 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 notwendig 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 worden 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. Schwäb. 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: Formenr. 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 Callovien, 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 Callovien-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. Schwäb. Jura* p. 566) den Namen *Strigoceras* vorschlug, anzuschliessen sind, ist es unnöthig, einen neuen Namen einzuführen.

\*) PARONA et BONARELLI: Faune du Callöv. 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 Medianfurche der Flanken fehlt, die bei der schwäbisch-fränkischen Form deutlich vorhanden ist.

an. Im Jahre 1875 waren *Strigoceras* 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 Brunnenthal bei Laufen (Württemberg) gefunden wurde. *Amm. polygonius* v. AMMON kann daher nicht weiter für einen Repräsentanten des jüngeren Callovien 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 *Hectoceras 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 Ornaten-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 *Hectoceras 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-Rheinzuges enthalten sowohl die Macrocephalen- als die Ornaten-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 Ornaten-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: *Hectoceras 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-Rheinzuges nach seiner Gliederung und Fossilführung. II. Th. Mitth. d. Bad. geol. Landesanstalt. Bd. III. 1898 p. 769.

\*\*\*) Bei Balin kommen Formen vor, welche dem *Hectoceras 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 Callovien am Keilberg entweder keine Sedimente abgelagert worden sind, oder aber, dass sie beim Niederschlag der ersten Malmesedimente 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 instruktive 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.

**M<sub>1</sub>. 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.

**M<sub>2</sub> und M<sub>3</sub>. 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 Transversarius-Zone (*Perisphinctes chloroolithicus*, *Martelli*, *plicatilis* Sow. (?), *Aspidoceras Oegir*, *Oppelia callicera* etc.)

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

**M<sub>4</sub>. Zone des *Peltoceras bimammatum*, Werkkalk GÜMBEL. (v. AMMON l. c. p. 47 Graukalk).**

Die regelmässig gebankten, dichten, undeutlich oolithischen grauen Kalke mit *Ochetoceras Marantiamum* 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.****M<sub>5</sub>. 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.

**M<sub>6</sub>. 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.\*)

#### M<sub>7</sub>. 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'S. 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 Zackkeller 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 HOPPE 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 Zeitlarnener 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 gebösch, 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 Kluftflächen, welche nahezu vertikal zur Schichtung durchsetzen und besonders in den Malmkalken gut sichtbar sind, haben Verschiebungen und Abrutschungen einzelner Partien gegen Südwesten hin — also vom Urgebirg weg — stattgefunden. Eine dieser Kluft- 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 Kluftflächen, 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.

###### D<sub>2</sub>. 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.

D<sub>3</sub>. Varians-Schichten. (Eisenoolith v. AMMON l. c. p. 21. Nr. 2. e. p.).

Unter einer etwa 0,5 m mächtigen Decke von Verwitterungs- und Gehängeschutt 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 Skulpturerecheinungen.

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 engnabiger, als *Amm. subcontractus* (= *Königi* + cf. *Königi* 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 weitrabiger. 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 Kenntnis 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 Regenstauer Galgenberg liegen mir kleinere Stücke vor, entsprechend QUENSTEDT'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.

**D<sub>4</sub>. 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 fossilereen, 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.

**D<sub>5</sub>. 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* PAWLOW.

(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 Pronsk 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 mergeligen 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 präzisieren: Wir haben es hier speciell mit der Fauna der Anceps- und Jason-Zone zu thun, also mit der unteren Abtheilung des QUENSTEDT'schen Braunen Juras. 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 Metzingen, 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.

D<sub>5</sub>. Ornatenthon. b) Zone des *Peltoceras athleta*.

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

\*) A. J. A. ZAKRZEWSKI, Grenzschr. 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* QUEENST.); eine Form, welche in Schwaben in den oberen Lagen des Ornatenthons 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.

#### M<sub>1</sub>. 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 *Perisphinctes*. 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 abgeschlossen, welche die Altersbestimmung der hellen Mergel als Biarmatus-Zone rechtfertigen.

**M<sub>2</sub>. Zone des *Peltoceras transversarium*** (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 6. Glaukoolith). = d<sub>2</sub>

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. = d<sub>3</sub> =  
Agnostoceras  
hypochelium  
= d<sub>4</sub>

**M<sub>3</sub>. ? Zone der *Waldheimia impressa*.**

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

Aus diesen, petrographisch schon sehr den Werkkalken 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?

**M<sub>4</sub>. Zone des *Peltoceras bimammatum*** (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 3). = β

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 Regenstein Galgenbergs, ist es zurückzuführen, dass die Jurascholle hier überhaupt noch vorhanden ist resp. dass sie noch nicht ganz eingeebnet ist.

### Mittlerer Malm.

#### M<sub>5</sub>. Zone der *Oppelia tenuilobata* (v. AMMON l. c. p. 22 Nr. 9 u. 10).

Graugelbe bis leicht grünliche Kalkbänke mit rauhem, erdigem Bruch, untermergt mit einzelnen Bänken dichterem, mehr muschlig brechendem Kalkes (mit *Perisphinctes polyplocus* REIN. sp.).

Graugelbe, feinkörnige, rauhe Kalke.

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

- A. *Perisphinctes polyplocus* REIN. sp.
- A. *Perisphinctes Lothari* (OPP.) sp.
- 2 A. *Perisphinctes inconditus* FONT.
- 1 A. *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 entblösten Tenuilobatenschichten ist nicht mehr aufgeschlossen.

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

Das Juraprofil am Regenstein Galgenberg ist also wesentlich weniger umfassend als dasjenige des Keilberger Jura. Die geringere Ausdehnung des Regenstein 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 Regenstein Galgenberg herrschende überkippte Lagerung der Dogger- und Malmschichten bedingten, heute nicht zu Tage tretend (siehe Abschnitt II und III).

Die Entfernung des Regenstein 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 jurensis</i>	Gelbbraune, sandige Mergel mit Thoneisensteinknollen ( <i>Grammoceras Aalense</i> ) . . . . .	1,5	Aufschluss in der Tegernheimer Schlucht
		Graue, schwach sandige oolithische, grobgebankte Kalke mit <i>Lytoceras jurensis</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 Rotheisenoolithflötzen 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 Regenstauer Galgenberg.

		Keilberg	Galgenberg bei Regenstau
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> 5—6 Graugelber bis grünlicher Kalk } <i>plocus, inconditus etc.</i>
Malm  Oxford	<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 Oegir, Oppelia callicera.</i> } (?) 6	Graue, mässig harte, rauhe merglige Kalkbänke . . . . . 3 Graugrünliche, schwach schiefrige Kalkmergel mit härteren Linsen. <i>Oppelia callicera, Ochetoc. hispidum (Perisphinctes chloroolithicus)</i> . . . . . 0,5
	<i>Aspidoceras biarmatum</i>	Graubrauner, mergliger Kalk mit Brauneisensteinausscheidungen } 0,5 Graubrauner, mergliger Kalk mit wenig Glaukonit. <i>Cardioceras cordatum</i> }	Gelbe bis weissliche feste Mergelbänke . . . . . 2 Weiche, grünliche Mergelbank mit <i>Perisphinctes cf. Wartae</i> . BUK., <i>plicatilis</i> D'ORB. . . . . 0,20

Dogger

Callovien	<i>Peltoceras athleta</i>	fehlend	Gelber, schwach oolithischer Mergel ohne Glaukonit . . . . . } <i>Belemnites</i> } 0,35 Gelber, weicher Mergel mit spärlichen Glaukonitkörnern . . . . . } <i>hastatus</i> } 0,15
	<i>Reineckia anceps</i>	fehlend	Dunkler, schwarzgrüner, glaukonitreicher Mergel mit hellen phosphorischen Mergelknollen ( <i>Cosmoceras Jason</i> , <i>Castor</i> , <i>Reineckia anceps</i> , <i>Hecticoceras rossense</i> ). <i>Belemnites calloviensis</i> . . . . . 0,25 Gelber, glaukonitführender Mergel mit <i>Belemnites calloviensis</i> 0,10
	<i>Macrocephalites macrocephalus</i>	Fossilreicher, eisenoolithischer Mergelkalk; <i>Macrocephalites macrocephalus</i> , <i>Sphaeroceras microstoma</i> , <i>bullatum</i> , <i>Perisphinctes funatus</i> . . . . . 0,50	Fossilleerer, mergliger Thon, in den oberen und unteren Lagen mit Eisenoolithkörnern . . . . . 1,25
Bathonien	<i>Oppelia aspidoides</i> und <i>fusca</i>	Gelbe, sandige Mergel mit härteren eisenoolitharmen Kalkknollen; <i>Rhynchonella varians</i> , <i>Oppelia aspidoides</i> , <i>Sphaeroceras subcontractum</i> . . . . . 0,50	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
Bajocien	<i>Parkinsonia Parkinsoni</i> <i>Stephanoceras Humphriesianum</i> <i>Sphaeroceras Sauzei</i> <i>Sonninia Sowerbyi</i>	nicht aufgeschlossen, wohl fehlend	
	<i>Harpoceras Murchisonae</i>	Eisensandstein mit Ripplemarks, Diagonalschichtung . . . . . 20—25	nicht aufgeschlossen; nur Blöcke von Eisensandstein
	<i>Harpoceras opalinum</i>	Dunkler, kalkhaltiger Thon mit <i>Harpoceras opalinum</i> var. <i>costosa</i> und <i>Belemnites</i> cf. <i>oxyconus</i> , <i>conoideus</i> . . . . . 8	wohl fehlend.

## 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 Bodensee-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 BRUDER 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 Böhmischem Massiv dem Bodensee zustrebend, GÜMBEL's „Vindelisches 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 Reconstructionen 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 Jahreshfte. 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, Meeresgrenzen direkt ableiten könnte. Die Jurashollen 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 „unzweideutigen 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 terrestren Schichten des Rothliegenden abgelagert, die wir in Form von arkoseartigen Gesteinen, Thonen und Schiefen (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 Regenstauer 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 Regenstauer Galgenbergs marine Liasablagerungen vorhanden waren. In den nördlich von Regenstauf 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 Bodewöhrer 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. Jahreshefte. I. p. 75 ff. II. p. 1 ff.

H. THÜRACH, Beiträge zur Kenntnis des Keupers in Süddeutschland. Geognost. Jahreshefte. 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 die 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-vindelicische 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 **Arieten-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 Lichtenfelder 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-vindelicischen 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 ferrigener 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-Altendorfer 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 mitzuthemen, 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<sup>4</sup> 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 größerer 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 größerer 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 größerer 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 Düenschichtung 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 QUENSTED'Schen Lias  $\beta$  und  $\gamma$  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 Detritismengen 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 Rotheisenerzflötzen 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 erzeigten 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-vindelicische 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 süd-deutschen 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, *Algalites*

- 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 Ammonitenthier 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 verwertbar. 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 Benthosthiere (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 *Harpoc. 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 ANDRUSSOW 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-Schiefern 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 kohlensaurem 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  $\text{FeS}_2$  in den Posidonomyen-Schiefern ist vielleicht nur eine Fortsetzung des Processes, der im Schwarzen Meere zur Bildung von  $\text{FeS}$  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 Treibholzstämmen kann man in Berg bei Neumarkt auf ganz engem Raum zu Hunderten bei einander finden; einzelne Schichtflächen im Schiefer bei Irlbach 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 Mediterranmeere 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 Süsswasser 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. WURSTEMBERGER (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-Meeress mit dem heutigen Schwarzen Meere Bedenken — namentlich in Bezug auf die Art der Umgrenzung des Bronni-Meeress — 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 Meeress deuten lassen oder nicht, so herrschten damals wenigstens insofern analoge Verhältnisse, als die Tiefen des Bronni-Meeress 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 Meeress 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 Meeress 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 Schiefen 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“ = Hornschwämmen) 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 gröberem terrigenem Detritus verdrängt, durch die Sandsteine mit *Dactyloceras commune* (p. 144). Sie repräsentieren 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 merglige 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 gehettet, 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, schiefrigen **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 vindelische 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

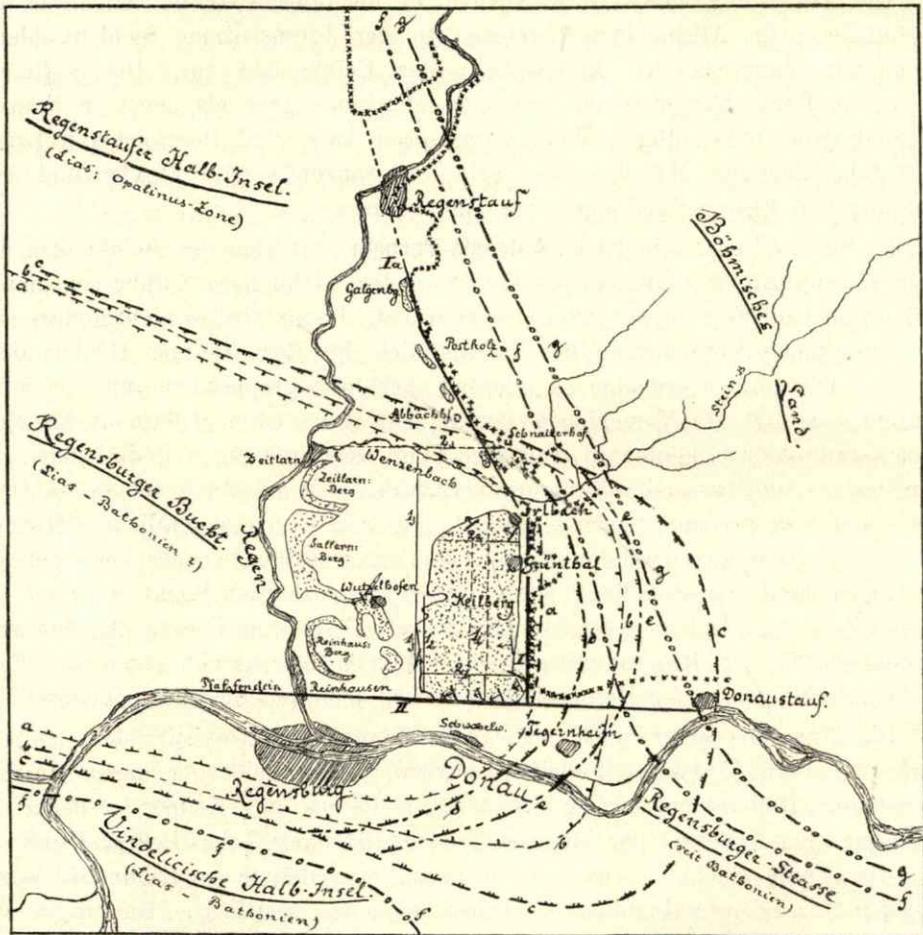


Fig. 1.

### 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 Juravorkommnisse 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 1, 1a, 1b; II „Donauspalte“ mit ihren Parallelbrüchen 2, 2a, 2b.

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 Süddeutschen 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 beigegegebene 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, blauschlämmähnliche 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 Posidonomyen-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.

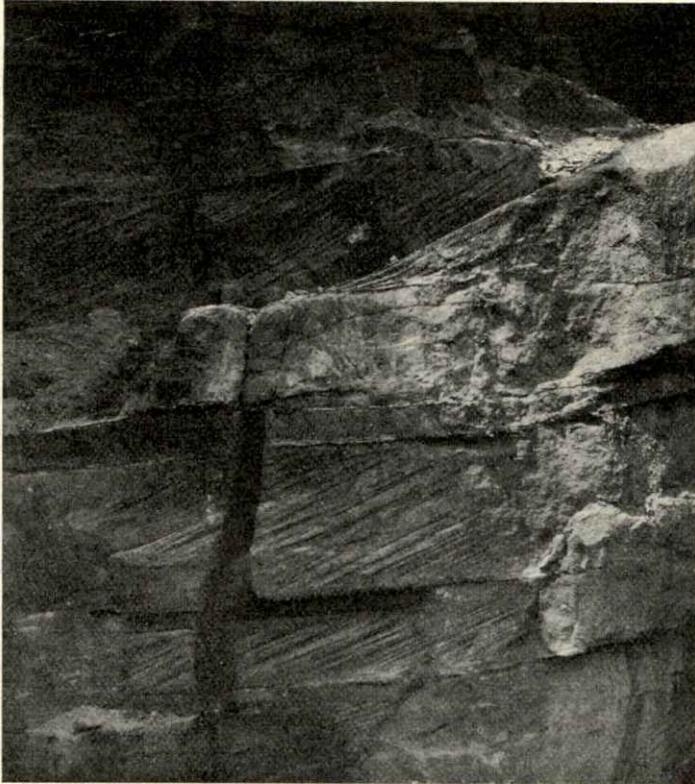


Fig. 2.

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

Wechsellagerung 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 deut-  
licher 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 ( $30^{\circ}$  und mehr) geböschten Dünenseite. Für beide Erklärungsformen spräche das geringe Fallen der Diagonalschichtung ( $10, 15, 20-25^{\circ}$ ) 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  $25^{\circ}$  — 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 betheilig 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. Cap. 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 „Regenstauer 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 Jurameere 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 terrestrer 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 verlassenenen Meeresbodens, theilweise Ingression bei geringer Sedimentzufuhr vom Lande her. Beiden Zeiten gleich und damit die Verhältnisse zu noch ähnlicheren gestaltend, ist die Bildung von Eisenerzlagerern.

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 Regenstauf 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 indifferenten 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 Süswasser 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) Eisenoolithen 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 „Eisenoolithen“ 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 Eisenoolithen 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 Malm.

\*\*\*) 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 befänden sich demnach dort nicht in loco nascendi.

Die Eisenoolith-führenden Lagen im Bathonien und Callovien 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 (Dimyarier) 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  $\text{CaCO}_3$  (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 kohlensäurereichen Quellen biologisch steril war; keine schalentragenden Organismen beherbergte. Das oben erwähnte Fehlen von Fossilien gerade in den Oolith-ärmeren Macrocephalen-Schichten bei Regenstau 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 Regenstaufer und dem Keilberg ausgeprägt als im unteren Callovien. Am Regenstaufer 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 Regenstaufer 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 Glaukonitausscheidung oder auf theilweiser Corrosion des glaukonitärmeren 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 kristallinen 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 Regenstaufer 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 Regenstaufer 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. Oefters 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 unregelmässigere 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. Speziell 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 phosphoritischen 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 krySTALLINEN 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 Phosphorit-ausscheidungen 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 Ornatentzeit 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-Ooliths 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—Regenstau 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 Regenstau (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 Reichthum an Schwefelkies lassen an Verhältnisse denken, wie sie zur Zeit der Posidonomyen-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 „Regenstauffer Halbinsel“ existirte sehr wahrscheinlich noch.

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

Litorale und festländische Eisensandsteine, welche auch die Regenstauffer Halbinsel bedecken, werden in der Zeit der Ludwiglia 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 Regenstaufer—Keilberg gegen Osten schiebend. Die Regenstauffer 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 Regenstaufer 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 Regenstauffer 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-, Posidonomyen-, Ornatenschichten; für die Schichten des unteren Malm aber trifft das (mit Ausnahme der Lamberti-Knollen-Schicht in Schwaben, die faciell 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 fixirt 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 (Crinoideenkalk). Nach den Bestimmungen des Herrn VON 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-Callovien-fauna. 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 rossiense*, 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.\*\*\*) Die vindelicische

\*) 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 „Urgebirgseecke“ 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 „Urgebirgseecke“ — 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 Callovienszeit 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 Calloviens 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 Schwammpolstern und -rasen 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 Calloviens 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 (Biarmatus-Zone in Franken) und mergelige 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. Ebensovienig 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-, Bimammatus- und Tenuilobatus-Schichten am Keilberg und in den ? Impressa-Schichten am Regenstauffer 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 Tenuilobatus-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 Küstenlagen ziehen zu können. Dass die Ostküste des Meeres hier gegenüber den Küstenlagen 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 Regenstaufer 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 Regenstaufer 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 Vorangehenden 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 — präcenomane 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. L 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 Böhmischen 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 vermissen, 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 „Schutzfelschichten“ 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 Jura-platte 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 Plattenkalke 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 Regenstauf.

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 Donauniveau 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 stehen gebliebenen 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 Regenstauer 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 Opalinuston 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.

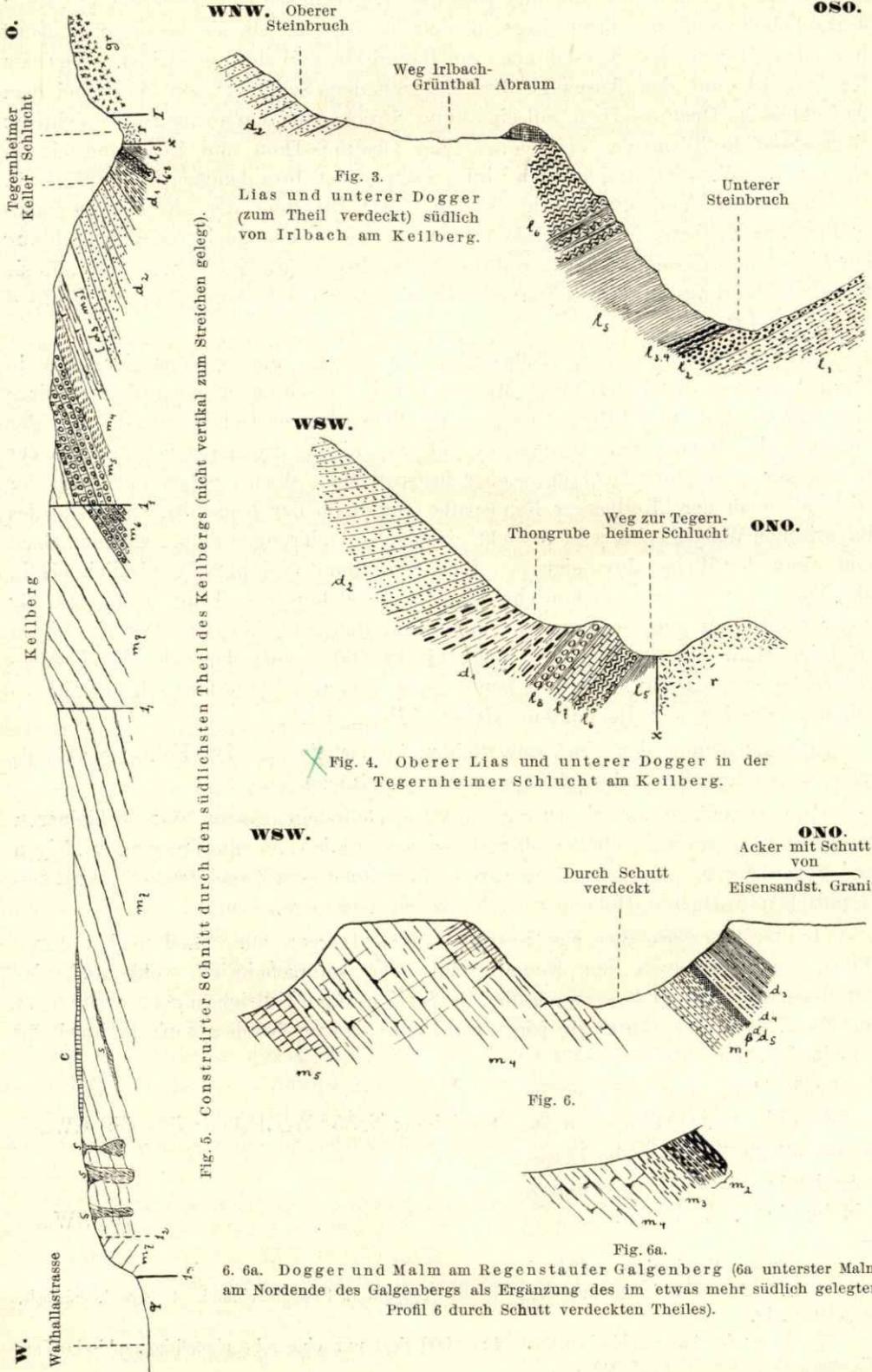


Fig. 5. Construirter Schnitt durch den südlichsten Theil des Keilbergs (nicht vertikal zum Streichen gelegt).

6. 6a. Dogger und Malm am Regenstauf 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 (l<sub>1</sub> Angulatensandstein, l<sub>2</sub> Arietensandstein, l<sub>3</sub>, 4 Amaltheenschichten, l<sub>5</sub> Posidonomyenschiefer, l<sub>6</sub> Sandstein mit *Dactyloceras commune*, l<sub>7</sub> Crassus-Jurensis-Schicht, l<sub>8</sub> Aalensis-Schicht).

d Dogger (d<sub>1</sub> Opalinus-Thon, d<sub>2</sub> Eisensandstein, d<sub>4</sub> Varians-Schichten, d<sub>4</sub> Macrocephalenschichten, d<sub>5α</sub> Anceps-Schicht, d<sub>5β</sub> Athleta-Schicht).

m Malm (m<sub>1</sub> Biarminus-Zone, m<sub>2</sub> Transversarius-Zone, m<sub>6</sub> Impressa-Zone, m<sub>4</sub> Bimammatus-Schichten, Werkkalk, m<sub>5</sub> Tenuilobatenschichten, Splitterkalk, m<sub>6</sub> Pseudomutabilis-Schichten, Hornsteinkalk, m<sub>7</sub> 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; l<sub>1</sub> l<sub>2</sub> l<sub>3</sub> Parallelbrüche 2. Ordnung.

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

GÜMBEL\*) gibt dort eine Neigung von  $14^{\circ}$  gegen Westen an. Diese Annahmen dürften den thatsächlichen Lagerungsverhältnissen entsprechen; denn bei stärkerer Neigung, etwa von  $30^{\circ}$ , 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  $15^{\circ}$  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.  $30^{\circ}$  gegen Osten fällt.

Die verschiedenen Fallwinkel, wie sie namentlich am Südrande des Keilbergs — von  $50^{\circ}$ — $15^{\circ}$  SW. im Osten,  $30^{\circ}$  in der mittleren Partie, ca.  $14^{\circ}$  im westlichen Theil,  $30^{\circ}$  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: 1<sub>1</sub>, 1<sub>2</sub>, 1<sub>3</sub> 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: 2<sub>1</sub>, 2<sub>2</sub> 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.  $55^{\circ}$  O. unter ca.  $55^{\circ}$  gegen SO. fällt, sie bildet also nahezu einen kleinen Gegenflügel zu der  $25^{\circ}$  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\*\*): 1<sub>3</sub> 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 Malmkalke 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  $135^{\circ}$  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 Regenstauer Galgenberg liegen als der geschlossene Schichtenverband, den wir heute dort sehen. (Profil 6 p. 212).

Die überkippte Lagerung des Jura am Regenstauer 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 calloviensis* 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 Regenstauer 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 Ornat-thon (Fig. 7) und die zerborstenen und gequetschten Ammoniten in den Biaratus-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 Regenstauer 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 Regenstauer 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 Regensstauer 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 Regenthales zwischen Regensstau 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—Regensstauer 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 Regensstau und dem Zeitlarn Berg, d. h. zwischen dem Juraende W. vom Regen, zwischem 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 Regensstauer 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 Palaeogen 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 seiner 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 Brandlberg 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.

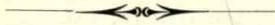
\*) Beim Harthof am Ostausläufer des Reinhausener Berges liegen miocäne Sande mit prächtiger Kreuzschichtung auf plumpem Felsenkalk in tieferem Niveau als die Kreideschichten. Es muss hier also im Miocän schon eine Erosionsrinne vorhanden gewesen sein.

## Inhalts-Verzeichnis.

Seite

<b>Dr. J. F. Pompeckj</b> , Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Regenstau. (Ein Beitrag zur Kenntnis der Ostgrenze des Fränkischen Jura) . . . . .	139—218
<b>I. Juraschollen zwischen Regensburg und Regenstau.</b>	
<b>Der Jura am Keilberg</b> . . . . .	141—157
Unterer Lias . . . . .	142—143
L <sub>1</sub> Angulaten-Sandstein S. 142.	
L <sub>2</sub> Stufe des Arietites Bucklandi S. 143.	
Mittlerer Lias . . . . .	143
L <sub>3</sub> , L <sub>4</sub> Amaltheenschichten S. 143.	
Oberer Lias . . . . .	143—148
L <sub>5</sub> , L <sub>6</sub> Posidonomyenschiefer und Sandstein mit Dactyloceras commune S. 143—144.	
L <sub>7</sub> Schichten mit Coeloceras crassum und Lytoceras jurense S. 144—147.	
L <sub>8</sub> Subzone des Grammoceras Aalense S. 147—148.	
Unterer Dogger . . . . .	148—149
D <sub>1</sub> Opalinuston S. 148.	
D <sub>2</sub> Eisensandstein S. 148—143.	
Mittlerer Dogger . . . . .	149
D <sub>3</sub> Variansschichten S. 143.	
Oberer Dogger . . . . .	149—153
D <sub>4</sub> Macrocephalenoolith S. 149—153.	
Unterer Malm . . . . .	153—154
M <sub>1</sub> Zone des Aspidoceras biarmatum S. 153.	
M <sub>2</sub> und M <sub>3</sub> Zone des Peltoceras transversarium und der Waldheimia impressa S. 154.	
M <sub>4</sub> Zone des Peltoceras bimammatum S. 154.	
Mittlerer Malm . . . . .	154—155
M <sub>5</sub> Zone der Oppelia tenuilobata S. 154.	
M <sub>6</sub> Zone des Aulacostephanus pseudomutabilis S. 154—155.	
Oberer Malm . . . . .	155—157
M <sub>7</sub> Zone der Exogyra virgula und des Harpagodes Oceani, des Perisphinctes Ulmensis und der Oppelia lithographica S. 155—157.	
<b>Die Jurapunkte beim Schnaiterhof, Abbachhof und Postholz</b> . . . . .	157—158
<b>Der Jura am Galgenberg bei Regenstau</b> . . . . .	158—167
Unterer Dogger . . . . .	159
D <sub>1</sub> Eisensandstein S. 159.	
Mittlerer Dogger . . . . .	160
D <sub>2</sub> Variansschichten S. 160.	
Oberer Dogger . . . . .	161—164
D <sub>3</sub> Macrocephalenschichten S. 161.	
D <sub>4</sub> Ornatenthon: a) Zone der Reineckia anceps und des Cosmoceras Jason S. 162 und 163.	
D <sub>5</sub> Ornatenthon: b) Zone des Peltoceras athleta S. 163—164.	
Unterer Malm . . . . .	164—166
M <sub>1</sub> Zone des Aspidoceras biarmatum S. 164.	
M <sub>2</sub> — <sub>4</sub> Zonen des Peltoceras transversarium bis P. bimammatum S. 165.	
Mittlerer Malm . . . . .	166—167
M <sub>5</sub> Zone der Oppelia tenuilobata S. 160.	
<b>Schichtenfolge im Lias am Keilberg</b> . . . . .	167
<b>Schichtenfolge im Dogger und Malm am Keilberg und am Regenstauer Galgenberg</b> . . . . .	168—169

	Seite
<b>II. Faciesverhältnisse und Küstenlinien im Juragebiet von Regensburg und Regenstauf</b> . . . . .	170—208
<b>Einleitung und Allgemeines.</b>	
<b>Lias</b> . . . . .	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.	
<b>Dogger</b> . . . . .	189—204
Opalinusschicht S. 189, Zone der Ludwigia Murchisonae S. 189, Sonninia Sowerby — Parkinsonizone S. 194, Variansschichten S. 194, Macrocephalen-Oolith S. 195, Zonen der Reineckia anceps und des Peltoceras athleta S. 196,	
<b>Malm</b> . . . . .	204—208
<b>Schlussfolgerung</b> . . . . .	208
<b>III. Der heutige Jura-Ostrand im Regensburger Gebiet und seine Entstehung</b> . . . . .	209—218
Keilberg S. 210—215, Profil-Tafel S. 212, Reinhausener, Sallerner, Zeitlarnner Berg S. 215, Schnaiterhof S. 215, Abbachhof, Postholz, Regenstauer Galgenberg S. 215—217. Erosions- und Denudationserscheinungen S. 217, Schlussfolgerungen S. 218.	



# Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall.

Von

Karl Deninger.

## Einleitung.

In dem von GÜMBEL im Jahre 1861 herausgegebenen Werke über das bayerische Alpengebirge findet sich eine Liste der Fossilien von Reit im Winkel, welche von MAYER-EYMAR bestimmt sind. Der Erhaltungszustand der in den Reiter Schichten enthaltenen Mollusken-Versteinerungen ist ausserordentlich ungünstig für eine sichere Bestimmung. Die Schalen sind meist stark angewittert und vielfach zerbrochen, so dass viele Stücke nur durch aufmerksames Vergleichen mit besser erhaltenen Stücken von anderen Lokalitäten bestimmt werden können. Als MAYER-EYMAR die Fossiliste von Reit aufstellte, waren ausserdem die Faunen des norditalienischen Tertiär noch sehr mangelhaft bekannt. So ist es denn nicht wunderbar, dass die Liste mannigfache Irrthümer enthält und die Arten in erster Linie mit solchen aus dem Pariser Becken verglichen wurden, woraus sich dann eine irrthümliche Zuthellung der Fauna zum oberen Eocän (Barton-Gruppe) ergab. Im Jahre 1874 veröffentlichte dann FUCHS eine kurze Fossiliste der Umgebung von Reichenhall, bei welcher er eine Trennung zwischen den Kalksteinen von Hallthurm und den sandig mergeligen Schichten vom Elendbauer durchführt und erstere mit dem Roncakalk, letztere mit den Schichten von Castel Cies identificirt.

Einen Umschwung in den Anschauungen über die Stellung der Reiter Schichten führte die im Jahre 1889 veröffentlichte Arbeit von REIS über die Korallen der Reiter Schichten herbei, da er nachwies, dass die Korallen eine oligocäne Fauna repräsentiren, die am meisten Beziehungen zu derjenigen der vicentinischen Tertiärbildungen besitzt. Im Anschluss an diese Arbeit von REIS veröffentlichte GÜMBEL eine Arbeit über die Tertiärschichten von Reit im Winkel, welche eine genaue Schilderung der Lagerungsverhältnisse der Reiter Schichten gibt, der wohl kaum etwas Neues hinzugefügt werden kann. Hierauf bespricht er das Alter dieser Schichten und gelangt zu dem Ergebnis, dass sie gleichalterig mit den Schichten von Haering, Kufstein, St. Nicolaus, Kiefersfelden,

Oberaudorf und denen am Nordrand des Unterberges bei Kössen seien, dass ferner die Schichten in der Umgebung von Reichenhall, mit den Lokalitäten Hallthurm, Schloss Plain und Elendgraben das gleiche Alter besässen, und dass alle diese Schichten dem unteren Oligocän zuzutheilen seien.

Auch OPPENHEIM glaubt in seiner Arbeit über die Priabonaschichten eine Gleichalterigkeit der Schichten von Reit mit denen des Vicentin annehmen zu müssen. Ueber die Schichten der Umgebung von Reichenhall äussert er sich nicht so bestimmt.

Zu einer Bearbeitung der Molluskenfauna der Schichten von Reit im Winkel und Reichenhall wurde mir von Herrn Geheimrath v. ZITTEL das Material der palaeontologischen Staatssammlung übergeben. Durch die Güte von Herrn Professor v. AMMON und Herrn DR. REIS war es mir möglich, auch das reiche Material des königl. Oberbergamtes zu erlangen, welches einst wohl in der Hauptsache zur Aufstellung der von GÜMBEL veröffentlichten Fossiliste gedient hatte. Ferner stellte mir Herr Professor FUGGER in freundlichster Weise das reichhaltige Material der Umgebung von Reichenhall, welches das Salzburger naturwissenschaftliche Museum besitzt, zur Verfügung. Den Herren, welche mir auf diese Weise die Ausführung dieser Arbeit ermöglichten, sage ich hiermit meinen verbindlichsten Dank.

### Das Alter der Schichten von Reit im Winkel und Reichenhall.

Zunächst muss ich auf die Frage zurückkommen: Sind die Tertiärbildungen von Haering im Innthale, Reit im Winkel und Reichenhall gleichalterig?

Während GÜMBEL in seiner Arbeit über die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel sich für eine Gleichalterigkeit aller dieser Schichten ausgesprochen hatte, lässt ein Vergleich der Molluskenfauna von Reit mit der von Haering die grösste Verschiedenheit erkennen. Gemeinsame Arten sind gar nicht oder nur in sehr geringer Zahl vorhanden. Eine Erklärung hiefür verdanke ich einer mündlichen Besprechung mit Herrn DR. REIS. In dem Schichtencomplex von Haering sind nämlich zwei korallenführende Horizonte zu unterscheiden, deren unterer in seiner Fauna mit Reit übereinstimmt. Mollusken sind aus diesem Horizonte, dem sämtliche Petrefakten von Reit entstammen, nicht bekannt. Die Mollusken von Haering stammen vielmehr aus den z. Th. höher liegenden Cementmergeln, deren mehr vereinzelte Koralleneinschlüsse ebenfalls von denen der unteren Korallenbank verschieden sind. Diese Molluskenfauna besitzt demnach ein zweifellos jüngerer Alter wie die von Reit. Da aber die Facies (reine Mergelfacies) ebenfalls verschieden ist, so wäre es nicht unbedingt nöthig, zur Erklärung der völligen Verschiedenheit beider Faunen eine bedeutendere Altersdifferenz anzunehmen.

Die innigsten Beziehungen bestehen nun zweifellos zwischen den Schichten der nächsten Umgebung von Reit mit jenen am Nordrande des Unterberges bei Kössen, in denen Leitwang eine von GÜMBEL ausgebeutete Fundstelle darbietet. Von 22 Species, die mir von dort in sicher bestimmbar Exemplaren vorliegen, stimmen 14 mit solchen von Reit überein. Betrachten

wir dann das Becken von Reichenhall auf seine Molluskenfauna, so zeigt sich zunächst, dass die Localität Hallthurm, welche an Korallen ziemlich reich ist, bisher nur wenige Mollusken geliefert hat, die zwar keine völlige Uebereinstimmung mit den Mergelschichten des Elendgraben, östlich von Reichenhall, zeigen, auf die sich aber jedenfalls eine Abtrennung jener Schichten von denen des Elendgraben nicht begründen lässt. Letzterer Fundplatz hat nun eine reiche Ausbeute an Mollusken ergeben, unter denen von 44 wohl bestimm- baren Arten 17 ebenfalls in Reit vorkommen. Dies macht nun eine Gleich- alterigkeit beider Localitäten in hohem Grade wahrscheinlich. Der einzige Unter- scheid, der sich aus dem Charakter der Fauna ergibt, besteht darin, dass sich in den Mergeln des Elendgraben eine Anzahl für die oligocäne Molasse charakteristischer Versteinerungen vorfinden. Irgend welche engere Beziehungen zur oligocänen Molasse können jedenfalls dem Becken von Reichenhall zugesprochen werden, ohne dass man gerade eine bestimmte Alterstrennung von den Schichten von Reit anzunehmen braucht.

Betrachten wir nun die Beziehungen der Fauna der Reiter Schichten zu der anderer Gebiete, so ergeben sich folgende Resultate: Abgesehen von einigen wenigen sonst vorwiegend aus dem Neogen bekannten Formen, die, wie es scheint, in den Reiter Schichten ihr erstes Auftreten zeigen, besitzt die Fauna einen oligocänen Charakter, während eocäne Formen zurücktreten. Dabei weisen viele typische Arten wie: *Pecten arcuatus*, *Trochus Lucasianus*, *Natica angustata*, *N. auriculata*, *Strombus radix* auf die innigsten Beziehungen zu den vicentinischen Tertiärschichten, speciell jenen von Castel Gomberto hin. Es ist dies ein neuer Beweis, dass wir die Reiter Schichten als das nordalpine Aequivalent der vicen- tinischen Stufe anzusehen haben. Da nun bei der Reiter Fauna der oligocäne Charakter unverkennbar ist, wird es sich empfehlen, den Begriff Obereocän nicht mehr im Sinne von FUCHS auf die vicentinischen Gebilde auszudehnen, sondern die Grenze zwischen Eocän und Oligocän unter die Basis der Vicentinisch- Reiter Schichten zu verlegen, wobei unbetrachtet bleiben möge, ob der Trans- gression der Reiter Schichten über viel ältere Formationsgebiete der inneren Kalkalpen nicht auch eine Lücke in der Ablagerungsfolge vom Eocän der älteren Nummulitenschichten zum Oligocän der jüngeren Nummulitenschichten entspricht.

## Beschreibung der Versteinerungen.

### Foraminifera.

#### *Operculina ammonea* LEYM.

1844. LEYMERIE, Mémoires soc. géol. France. 2. série. I. p. 359, Taf. 13, Fig. 11.  
 1868. GÜMBEL, Foraminiferen nordalp. Eocän. p. 87.  
 1875. HANTKEN, Mitth. a. d. Jahrb. k. ungar. geol. Anstalt. IV. p. 80, Taf. 12, Fig. 12.

An den Exemplaren vom Elendgraben konnte ich 17—24 Kammerwände auf dem letzten Umgange zählen, welche anfänglich radial erst nahe dem Rande nach hinten umbiegen (vergl. die Abb. bei HANTKEN l. c. Fig. 2).

Vorkommen: Elendgraben (häufig) und vermuthlich bei Reit.

**Orbitoides (Discocyclina) papyracea** BOUBÉE.

1868. GÜMBEL, Foraminiferen nordalp. Eocän. p. 112, Taf. 3, Fig. 3—12, 19—29.  
 1875. HANTKEN, Clavulina Szaboi. p. 81, Taf. 11, Fig. 1.  
 1882. TERQUEM, Foramin. de l'éocène de Paris. Mém. soc. géol. France. III. série II. p. 126, Taf. 13, Fig. 7.  
 1900. *Orthophragmina Pratti* MICHELIN. OPPENHEIM, Priabona. p. 43.

Die Stücke vom Elendgraben sind ausserordentlich flach und sehr schwach oder gar nicht genabelt. Sie gleichen hierin den Exemplaren aus dem Max-Josephquerschlag des Kressenberges. Diese in den nordalpinen Tertiärbildungen, wie in den Priabonaschichten weit verbreitete Art findet sich sehr häufig im Elendgraben; aus dem Reiter Becken liegt sie mir dagegen nicht vor.

**Nummulites** sp.

Die Nummuliten der Reiter Schichten werden nach einiger Zeit von Herrn Dr. REIS einer Bearbeitung unterzogen werden.

**Echinodermata.****Leiocardaris itala** LAUBE.

1868. LAUBE, Echinodermen d. Vicentin. p. 9, Taf. 1, Fig. 2.  
 1877. DAMES, Echiniden d. vicentin. u. veron. Tertiär. p. 10, Taf. 1, Fig. 7.  
 1900. OPPENHEIM, Priabona, p. 83, Taf. 17, Fig. 3.

Es liegt mir nur ein Bruchstück eines Interambulakralfeldes mit fünf wohl-erhaltenen Stachelwarzen sammt einem Stück eines Ambulakralfeldes vor. Doch gehört dieses Stück zweifellos zu *L. itala*. Die Warzenhöfe sind, wie LAUBE angibt, von 18 Randwarzen umgeben, die dort, wo sie mit einem anderen Kranze zusammenstossen, mit den Warzen dieses Kranzes alterniren. Die Ambulakralfelder scheinen fast ganz gerade gewesen zu sein. Auch ein Stachel, der wie das eben beschriebene Stück vom Hallthurm stammt, passt recht gut zu der Beschreibung von DAMES. Er ist nächst dem Halse mit Warzen bedeckt, die sich nach der Spitze zu in Reihen ordnen und schliesslich in Längsrippen übergehen.

Ausserdem liegen mir vom Hallthurm noch zwei sehr defekte Stücke eines Echiniden vor, die zu *Echinolampas* gehören könnten.

**Brachiopoda.****Terebratula** sp.

Das einzige mir vorliegende sehr schlecht erhaltene Exemplar einer *Terebratula* besitzt einige Aehnlichkeit mit der *T. Philippi* SEG. aus dem Pliocän von Calabrien.

Endfelden bei Reit.

**Lamellibranchiata.****Pecten biarritzensis** D'ARCHIAC.

1846. D'ARCHIAC, Mém. soc. géol. France. (II.) 2. p. 210, Taf. 8, Fig. 9.  
 1886. *P. tripartitus*. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 73.  
 1900. OPPENHEIM, Palaeontographica 47. p. 132.

OPPENHEIM begründet eine Vereinigung einer grösseren Anzahl verwandter Pectenarten mit *P. biarritzensis*. Die Stücke von Reit zeigen einige Verschiedenheit, die nach der älteren Auffassung eine Zuthellung zu verschiedenen

Species dieser Gruppe bedingen würde. Ich schliesse mich der Ansicht OPPENHEIM'S darüber an und stelle die fraglichen Stücke zu *P. biarritzensis*. Bemerkenswerth ist, dass durch Abblättern der oberen Schalenschicht eine gänzlich veränderte Skulptur entsteht, die aus schmalen, glatten Rippen mit breiten Zwischenräumen besteht.

Vorkommen: Reit, Leitwang ziemlich häufig.

**Pecten elegans** ANDRZ.

Taf. VII, Fig. 4.

1830. ANDRZEJOWSKI, Notice sur coq. foss. de Volhyn. Podol. Bull. Soc. imp. de Moscou. II. p. 102, Taf. V. Fig. 5, 6.

1870. HÖRNES, Wiener Becken. p. 416, Taf. 64, Fig. 6.

HÖRNES gibt eine erschöpfende Beschreibung dieser Species, der ich nur hinzufügen möchte, dass die Wachstumsabsätze, welche er für so charakteristisch angibt, bei der grösseren Anzahl der in der palaeontologischen Staatssammlung befindlichen Stücke fehlt. Das einzige Stück vom Elendgraben ist ein Jugendexemplar und besitzt sie daher ebenfalls nicht.

Elendgraben.

**Pecten Telleri** nov. sp.

Taf. VII, Fig. 1, 2.

1885. TELLER, Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. S. 194.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. S. 61.

TELLER schreibt (l. c.), dass im Oligocän in Krain ein noch unbeschriebener Pecten vorkomme mit vier breiten, kräftigen Mittel- und einer randlichen Nebenrippe aus der Verwandtschaft der *P. polymorphus* Br. „Diese charakteristische Art scheint in den südsteirischen Oligocänbildungen eine ausgedehnte Verbreitung zu besitzen. Wie ich aus den im Museum der geol. Reichsanstalt aufbewahrten Materialien ersehe, hat Herr Direktor STUR diese Art am Soteskaberg (Prassberg) in Kalken, welche er den Gombertoschichten gleichstellte, aufgefunden. Ich selbst konnte sie in den Oberburger Schichten bei Gradisca beobachten.“

FRAUSCHER gibt an, dass derselbe P. in Reit vorkomme.

Diese Art liegt mir in mehreren Stücken vor.

Die Schalen sind stets etwas höher als lang und scheinen etwas ungleich gewölbt zu sein. Sie sind seitlich und unten von einem eingebogenen Rande begrenzt, so dass die beiden Schalen sich trotz der starken Rippen in einer Ebene berühren. Die Rippen, fünf an der Zahl, sind hoch gewölbt und etwa eben so breit, wie die Zwischenräume. Die eine randliche Rippe ist in der Regel bedeutend schwächer wie die vier übrigen. Die Rippen, nicht aber die Zwischenräume, sind radial gestreift. Ich zählte 4—7 solcher Streifen auf einer Rippe. Eine feine Zuwachsstreifung zieht über die ganze Schale. Die Ohren sind mässig gross und mit kräftigen, gekörneltten Radialstreifen verziert. — Ein hierher gehöriges Stück zeigt ein abnormes Wachsthum. An ihm ist die randliche Umsäumung einer früheren Wachstumsperiode erhalten geblieben, wodurch die Rippen an dieser Stelle abgesetzt erscheinen (vgl. Abbildung).

Die Grössenverhältnisse schwanken zwischen 26—34 mm Höhe: 17—33 mm Länge. Diese Form steht dem *P. polymorphus* Br. zweifellos sehr nahe. Sie unterscheidet sich von dieser durch den Mangel der Radialstreifung in den Zwischenräumen der Rippen und die Verzierung der Ohren.

Vorkommen: Reit und Leitwang.

**Pecten aff. palmatus** LMK.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. IV. p. 410, Taf. 64, Fig. 3.

Ein unvollständig erhaltenes Exemplar von Reit scheint dieser Species nahe zu stehen.

**Pecten (Janira) arcuatus** BROCCHI.

1814. BROCCHI, Conch. foss. subapp. p. 578. Taf. 14, Fig. 11.

1870. FUCHS, Vicentin. S. 67. Taf. X. Fig. 38—40.

1897. SACCO, Piemont e Liguria. XXIV. p. 65, Taf. 21, Fig. 14—36.

1900. OPPENH., Priabona. S. 135.

Das vorliegende Exemplar von Reit zeigt eine feine Schuppenskulptur der Radialrippen, sowohl auf der Schale wie auf den Ohren. Aehnliche Abweichung vom Typus kommt auch an Stücken aus dem Vicentin von Sangonini vor.

Vorkommen: Reit.

**Pecten aff. aduncus** EICHWALD.*P. aduncus* EICHW., HÖRNES, Wiener Becken. IV. S. 401, Taf. 59, Fig. 7—9.*P. Beudanti* BAST., HÖRNES, Wiener Becken. IV. S. 399, Taf. 59, Fig. 1—3.*P. subbenedictus* FONTANNES, Bassin du Rhône. p. 83. Taf. II, Fig. 1.*P. Paulensis* FONTANNES, Bassin du Rhône. p. 84, Taf. II, Fig. 2.

Leider gestattet das mir vorliegende Material nicht, über die Beziehungen der oben angeführten nahe verwandten Arten zu entscheiden. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass mindestens *P. Paulensis* FONT. mit *P. aduncus* EICHW. zu vereinigen ist.

Auch über die in diese Gruppe gehörigen Exemplare von Reit lässt sich nach dem mir vorliegenden Material kein sicheres Urteil abgeben.

Vorkommen: Reit.

**Pecten (Entolium) corneus** SOW.

1818. SOWERBY, Min. Conch. Taf. 204.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 59.

1900. OPPENHEIM, Priabona. p. 136.

Von dieser Species liegen mir sicher bestimmbar fünf Stück von Reit und eines von Weissbach bei Reichenhall vor.

**Lima aff. squamosa** LMK.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. p. 383. Taf. 54, Fig. 2 (c. s.).

Leider liegen mir von Reit nur zwei Exemplare vor, deren äussere Schalen-schicht fehlt. Sie stimmen in allen erhaltenen Merkmalen mit *L. squamosa* LMK. überein.

**Spondylus cisalpinus** BRONG.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 76. Taf. 5, Fig. 1.

1870. FUCHS, Vicentin. p. 32, Taf. VII, Fig. 11 u. 12.

Vorkommen: Hallthurm und Grossgmain.

**Ostrea gigantea** BRANDER.

1766. BRANDER, Fossilia Hantoniensia. p. 36, Taf. VIII, Fig. 88.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. II. p. 108.

1870. FUCHS, Vicentin. p. 32.

1896. SACCO, Piemont e Liguria. XXIII. p. 14, Taf. IV, Fig. 5—7.

Diese Species ist in den Becken von Reit und Reichenhall nicht selten.

**Ostrea sp.**

Sowohl in Reit wie im Becken von Reichenhall kommt eine Species kleiner Ostreen vor. Doch reicht das Material zu einer Bestimmung der Art nicht aus.

**Modiola aff. Philippii** MAYER-EYMAR.

1896. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 232, Taf. 20, Fig. 15, 16.

Das einzige mir vorliegende Stück von Gross-Gmain besitzt grosse Aehnlichkeit mit Jugendexemplaren der *M. Philippii* aus dem Oligocän von Tölz.

**Nucula piligera** SANDB.

1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 342, Taf. 28, Fig. 9.

1896. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 239, Taf. 21, Fig. 2.

Drei mangelhaft erhaltene Stücke vom Elendgraben und Oberaudorf stimmen mit der genannten Art aus der Molasse überein.

**Nucula cf. placentina** LMK.

1815. LAMARCK, Animaux sans vertèbres. VI. 1a. p. 60.

1832. *N. italica* DFR. DESHAYES, Exp. scient. Morée. III. p. 109, Taf. XXIII, Fig. 4, 5.

1898. SACCO, Piemonte e Liguria. XXVI. p. 46, Taf. X, Fig. 35—40.

Einige Steinkerne von der Untersbacher Mühle bei Kössen sind vielleicht zu dieser Species zu stellen.

**Arca aff. condita** DSH.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 878. Taf. 66, Fig. 7—8, Taf. 69, Fig. 28.

Ein Steinkern von Gross-Gmain.

**Arca aff. pretiosa** DSH.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 901, Taf. 70, Fig. 16, 17.

1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 354, Taf. 29, Fig. 44a.

Zwei unvollständige Exemplare einer Arca zeigen grosse Aehnlichkeit mit den Stücken von *Arca pretiosa* aus dem Mainzer Becken.

Vorkommen: Gross-Gmain.

**Pectunculus Jacquoti** TOURNOUER.

1873. TOURNOUER, Foss. nummul. rec. à Biarritz. p. 16 u. 41, T. 8, Fig. 1.

1874. *Pectunculus ornatus* FUCHS, Verhandl. d. k. k. Reichsanst. S. 135.

1900. OPFENHEIM, Priabona. p. 152. Taf. IV, Fig. 8, 9.

FUCHS gibt in dem Verzeichnis der Fossilien vom Elendbauer etc. einen *P. ornatus* nov. spec. an. Eine Beschreibung desselben konnte ich nicht finden. Da die als *P. ornatus* FUCHS bestimmten in der palaeontologischen Staatssammlung in München befindlichen Stücke von Castel Cies und Palarea zweifellos zu *P. Jacquoti* zu stellen sind, glaube ich annehmen zu dürfen, dass die Angabe von FUCHS sich auf diese Species bezieht.

Vorkommen: Gross-Gmain und Leitwang.

**Pectunculus tenuis** DSH.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. p. 858, Tit. 73, Fig. 10—11.

Vorkommen: Reit.

**Pectunculus aff. pilosus** LIN.

Taf. I, Fig. 6.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. II. p. 316, Taf. 40, Fig. 1, 2, Taf. 41, Fig. 1—10.

In Reit, Leitwang und Hallthurm kommt ein grosser *Pectunculus* nicht selten vor, der die grösste Aehnlichkeit mit dem neogenen und recenten *P. pilosus* besitzt.

**Pectunculus subalpinus** nov. sp.

Taf. VII, Fig. 9.

Diese Species ist charakterisirt durch ihre auffallend schiefe Form, welche zwischen der Form eines *Pectunculus* und einer *Nucula* etwa in der Mitte steht. Die sehr ungleichseitige Schale ist mässig gewölbt und mit sehr zahlreichen Radialstreifen bedeckt, die jedoch auf der Oberseite der Schale schwer sichtbar, erst durch Anwitterung deutlich hervortreten. Ferner ist eine sehr feine Zuwachsstreifung zu erkennen. Der Wirbel ragt wenig vor. An einem Schlosspräparat zählte ich auf einer Seite sechs Schlosszähne. Die Bandarea scheint klein zu sein.

Vorkommen: Reit und Elendgraben.

**Chama** sp. cf. **turgidula** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. Taf. 28, Fig. 1—3, Taf. 37, Fig. 7, 8.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 585.

Mehrere schlecht erhaltene Stücke von Gross-Gmain, Weissbach und Hallthurm lassen eine sichere Bestimmung nicht zu.

**Cardita angusticostata** DSH.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 153. Taf. 27, Fig. 5—6.

1861. *Cardita cor avium* GÜMBEL, Bayer. Alpengebirge. p. 603.1874. *C. Aizyensis* DSH. FUCHS, Verhandl. k. k. Reichsanstalt. p. 135.

Die Exemplare dieser Species sind auffallend gut erhalten und stimmen mit denen aus dem Pariser Grobkalk völlig überein. Die Angaben von GÜMBEL und FUCHS beziehen sich vermuthlich auf diese Species.

Vorkommen: Reit, Leitwang, Reitbauer bei Gross-Gmain.

**Cardita intermedia** BROCCI.

1899. SACCO, Piemonte e Liguria. XXVII. p. 12, Taf. IV, Fig. 5—15.

Ein Exemplar vom Hallthurm.

**Astarte** aff. **solidula** DSH.

1899. SACCO, Piemonte e Liguria XXVII. p. 25, Taf. 6, Fig. 28—32.

Ein wohlerhaltener Abdruck von Reit ist jedenfalls hierher zu stellen.

**Crassatella plumbea** CHEMN.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 33, Taf. 3, Fig. 10—11.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 737.

1861. *C. subtumida* GÜMBEL, Bayer. Alpengebirge. S. 604.

1874. FUCHS, Verhandl. d. k. k. Reichsanst. S. 134.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 115.

1899. *C. carcarenensis* MICH., SACCO, Piemonte e Liguria. XXVII. p. 28, Taf. 6, Fig. 39, 40, Taf. 7, Fig. 1—6.

1901. OPPENHEIM, Alttertiär, Oester.-Ung. p. 237.

Vorkommen: Reit und Leitwang.

**Crassatella sinuosa** DSH.

Taf. VIII, Fig. 1.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 38, Taf. 5, Fig. 8—10.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 741.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 119, Taf. 8, Fig. 9.

Die Exemplare vom Hallthurm sind flacher wie die aus dem Pariser Becken. Die Bucht am Unterrand der Schale, welche nach DESHAYES fehlen kann, ist nicht vorhanden.

Vorkommen: Verhältnismässig häufig am Hallthurm.

**Crassatella trigonula** FUCHS.

1870. FUCHS, Vicentin. p. 65. Taf. 10, Fig. 14—17.

Vorkommen: Reitbauer bei Gross-Gmain und Leitwang.

**Corbis lamellosa** LAMK.1824. *Fimbria lamellosa*. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 88, Taf. 14, Fig. 1—3.1866. *Fimbria lamellosa*. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 606.

Kirchholz bei St. Zeno und Untersberg.

**Lucina mutabilis** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 92, Taf. 14, Fig. 6—7.

1874. FUCHS, Verhandlg. k. k. Reichsanstalt. p. 132.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 132.

Weissbach, Gross-Gmain, Hallthurm.

**Lucina Fuggeri** nov. sp.

Taf. VII, Fig. 10a, b.

1861. *Lucina consobrina* Dsh. GÜMBEL, Bayer. Alpengeb. p. 603.1874. *Lucina consobrina* FUCHS, Verhandl. k. k. Reichsanst. p. 134.1886. *Lucina consobrina* FRAUSCHER, Nordalpen. p. 128.

Die annähernd kreisförmige Schale ist nach hinten schwach flügelartig verlängert. Dieser hintere Theil wird durch eine flache, vom Wirbel zum Unterrand verlaufende Furche abgetrennt. Bei zwei Stücken konnte ich noch eine zweite ähnliche Furche etwas weiter vorn beobachten. Der Wirbel ragt wenig hervor. Die äussere Lunula ist nicht gross und lanzettförmig, die innere Lunula sehr klein. Die Aussenfläche der Schale ist mit feinen Zuwachsstreifen bedeckt, die sich auch auf die Lunula fortsetzen. Die Innenseite der Schale ist fein radial gestreift. Das Schloss der rechten Klappe trägt nur einen langgestreckten, vorderen Seitenzahn, die Bandarea ist etwas eingesenkt. Das Schloss der linken Klappe ist zahnlos, trägt aber eine zusammenhängende, zahnartige Leiste, welche die Lunula und Bandarea auf der Innenseite abgrenzt.

Diese Species, welche schon bei GÜMBEL, FUCHS und FRAUSCHER als *L. consobrina* Erwähnung findet, ist auf das Becken von Reichenhall beschränkt, findet sich hier aber sehr häufig. Mir liegen Stücke von Gross-Gmain, Elendgraben, Veitlbauer und Schlossberg bei Salzburg vor.

**Lucina Zitteli** nov. sp.

Taf. VII, Fig. 7a, b.

Von dieser zierlichen Art konnte ich nur die Aussenseite der Schale untersuchen, die von allen bekannten Species bestimmt abweicht. Die kleinen Schalen dieser Species sind fast kreisrund, ein wenig länger als hoch. Vor dem sehr

wenig vorragenden Wirbel liegt eine sehr kleine, kurze Lunula. Die Oberfläche ist mit einer kräftigen, unregelmässigen Zuwachsstreifung verziert, deren Zwischenräume mit feinen radialen Rippchen bedeckt sind. Diese werden wieder von einer äusserst feinen, nur mit der Lupe sichtbaren, concentrischen Streifung geschnitten. Die Skulptur zeigt die Zugehörigkeit der Species zu der Gruppe der *Lucina leonina* BAST. (HÖRNES I. Taf. 32, Fig. 1), *L. textilis* OPPENH. (Priabona. p. 162, Taf. 18, Fig. 3) und *L. sericata* OPPENH. (Rivista Italiana 1900. p. 33, Taf. 1, Fig. 14).

Die Grössenverhältnisse betragen: 18 mm Höhe, 21 mm Länge, 9 mm Dicke (der geschlossenen Klappen).

Vorkommen: Gross-Gmain.

### **Lucina Reisi** nov. sp.

Taf. VII, Fig. 5.

Die kleinen, flachen Schalen sind etwas höher als lang. Der Wirbel ragt mässig vor. Eine von ihm zum Hinterrand herabziehende gerade Furche trennt scharf einen beträchtlichen, eckig nach hinten vorspringenden Theil der Schale ab. Die Oberfläche ist mit kräftigen, blätterigen, concentrischen Rippen besetzt, die in grossen, ziemlich regelmässigen Zwischenräumen von einander stehen. Die Zwischenräume sind mit schwachen Zuwachsstreifen bedeckt. Die Innenseite der Schale ist glatt. Eine Lunula konnte ich nicht beobachten. Schloss nicht erhalten.

Grössenverhältnisse: 13 mm Höhe, 12 mm Länge.

Vom Typus etwas abweichende Stücke der *Lucina decorata* DESH. von Cuise la Motte in der palaeontologischen Staatssammlung zeigen einige Aehnlichkeit mit dieser Species. Sie unterscheiden sich durch die mehr rundliche Form und die viel grössere Zahl der concentrischen Streifen. HOFFMANN (Mitth. a. d. Jahrbuch d. k. ungar. geol. Anst. Bd. II. Heft 3: 1873, S. 202) beschreibt eine *Lucina* aus dem unteroligocänen Tegel von Ofen, die in der Skulptur einige Aehnlichkeit mit dieser besitzt. Doch sind die Grössenverhältnisse andere.

Vorkommen: Leitwang bei Kössen.

### **Lucina** nov. sp.

Taf. VII. Fig. 8 a, b.

Die Schale ist flach und nähert sich der Form eines Vierecks. Sie ist mit feinen Zuwachsstreifen bedeckt, zwischen denen in ziemlich regelmässigen Abständen stärkere Streifen hervortreten. Der gekrümmte Wirbel tritt stark hervor. Das Schloss der einzigen erhaltenen rechten Schale wird von zwei wenig divergirenden Schlosszähnen und einem schwachen, vorderen Seitenzahn gebildet. Vom Wirbel aus zieht eine Leiste zum Vorderrand, welche die tiefe, schmale, innere Lunula begrenzt. Hinter den Schlosszähnen liegt ein flaches, gestreiftes Bandfeld. Diese Species, welche vornehmlich durch die Ausbildung des Schlosses ausgezeichnet ist, kommt hierin am nächsten der *L. borealis* LINN. und *L. flandrica* NYST.

Vorkommen: Leitwang bei Kössen.

### **Cardium cingulatum** GOLDF.

1826. GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae. II. p. 222, Taf. 145, Fig. 4.

1897. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 247, Taf. 22, Fig. 5—7.

Vorkommen: Reit, Leitwang und Reiterbauer bei Gross-Gmain.

**Cardium parisiense** D'ORB.

1824. *C. discors* LAM. DESHAYES, Environs de Paris p. 166, Taf. 28, Fig. 8—9.  
 1850. D'ORBIGNY, Prodrôme de Paléontologie. p. 387.  
 1900. OPPENHEIM, Priabona. p. 163.

Vorkommen: Reit, Leitwang und Elendgraben sehr häufig.

**Cardium (Trachycardium) aff. granconense** OPPENH.

1896. OPPENHEIM, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. p. 94, Taf. 4, Fig. 14.  
 1900. OPPENHEIM, Priabona. p. 164.

Die vorliegenden Stücke erreichen nicht die Grösse des echten *C. granconense*. Die Länge beträgt 21, die Höhe 20 mm. Rippen sind nur etwa 40 vorhanden.

Vorkommen: Leitwang.

**Cardium thunense** MAYER-EYMAR.

1887. MAYER-EYMAR, Umgebung von Thun. p. 67, Taf. 6, Fig. 8.  
 1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 248, Taf. 21, Fig. 32.

Vorkommen: Gross-Gmain.

**Venus texta** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 144, Taf. 22, Fig. 16—18.  
 1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 424.  
 1896. OPPENHEIM, Monte Postale. p. 159, Taf. 12, Fig. 6.

Vorkommen: Elendgraben und Mauswand.

**Cytherea splendida** MERIAN.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 440, Taf. 28, Fig. 1—4.  
 1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 251.

Vorkommen: Elendgraben.

**Cytherea aff. incrassata** Sow.

1818. SOWERBY, Min. conch. II. p. 126, Taf. 155, Fig. 1—2.  
 1803. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 300, Taf. 23, Fig. 11, Taf. 24, Fig. 1—3.

Zahlreich kommt bei Gross-Gmain und Leitwang eine kleine *Cytherea* von 12 mm Länge und 10 mm Höhe vor, welche grosse Aehnlichkeit mit *C. incrassata* besitzt.

**Tellina Nysti** DESH.

1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 294, Taf. 23, Fig. 6.  
 1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. Taf. 25, Fig. 5, 6.  
 1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 254, Taf. 23, Fig. 11, 12.

Leitwang und Gross-Gmain sehr häufig.

**Psammobia pudica** BRONGT.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 82, Taf. 5, Fig. 9.  
 1870. FUCHS, Vicentin. p. 63.

Vorkommen: Elendgraben und Weissbach.

**Solen plagiulax** COSSMANN.

1860. *Solen obliquus* Sow. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. I. p. 153, Taf. 7, Fig. 1—3.  
 1874. *Solen obliquus* Sow. FUCHS, Verhandl. k. k. Reichsanst. p. 134.  
 1886. COSSMANN, Journal de Conchyliologie. p. 102.  
 1890. OPPENHEIM, Priabona. p. 174.  
 1901. OPPENHEIM, Alttertiär öst.-ung. Mon. p. 247.

Häufig im Elendgraben und Weissbach.

**Siliqua oblonga** v. KOENEN.

1866. v. KOENEN, Palaeontographica. 16. p. 262, Taf. 30, Fig. 7.

Vorkommen: Veitlbruch bei Gross-Gmain.

**Solemya Döderleini** MAYER-EYMAR.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. p. 257, Taf. 34, Fig. 10.

1861. *Solemya Sandbergeri* GÜMBEL, Bayer. Alpengebirge. p. 668.

Vorkommen: Reit.

**Panopaea Menardi** DESH.

1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 256, Taf. 24, Fig. 1—3.

Vorkommen: Gross-Gmain, Reit.

**Pholadomya Puschi** GOLDF.

1826. GOLDFUSS, Petrefacta Germaniae. p. 273, Taf. 158, Fig. 3.

1874. FUCHS, Verhandl. k. k. Reichsanstalt. p. 134.

1875. MOESCH, Pholadomyen. p. 115, Taf. 35, Fig. 4, Taf. 36, Fig. 7, Taf. 37, Fig. 1—3, 7, 9.

1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 257, Taf. 24, Fig. 4—6.

Im Gebiet von Reichenhall kommt die typische *Ph. Puschi* bei Weissbach und am Schlossberg bei Salzburg vor. Die durch ihre Form abweichende Varietät, welche WOLFF (Taf. 24, Fig. 5) abbildet, besitzt das Museum in Salzburg in einem Exemplar vom Veitlbauer am Untersberg.

**Thracia Bellardii** PICTET.

Taf. VII, Fig. 3.

1852. *Anatina rugosa* BELLARDI, Fossiles nummulitiques de Nice. p. 233, Taf. 14, Fig. 13.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen. p. 196.

Vorkommen: Gross-Gmain und Weissbach.

**Corbula aff. carinata** DUJ.

1837. DUJARDIN, Mém. Soc. géol. de la France. Vol. II. p. 257.

1870. HÖRNES, Wiener Becken. Bd. II. p. 36, Taf. 3, Fig. 8.

1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 259, Taf. 22, Fig. 11, 12.

Einige Stücke vom Elendgraben und Reiterbauer gleichen auffallend der miocänen *C. carinata* DUJ. in Form, Grösse und Berippung. Ob diese Schalen die für *C. carinata* so typische bedeutende Dicke der Schale besaßen, lässt sich nicht erkennen.

**Teredo Tournali** LEYM.

1846. LEYMERIE, Mém. Soc. géol. France. II. série. vol. I. p. 28, Taf. 14, Fig. 1—4.

1886. FRAUSCHER, Nordalpen, p. 208 (c. s.).

1900. OPPENHEIM, Priabona. p. 176, Taf. VIII, Fig. 7.

Vorkommen: Elendgraben.

**Gasteropoda.****Patella Dutemplei** DESH.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. II. p. 229, Taf. 5, Fig. 13—16.

Das einzige mir vorliegende Stück von Reit ist etwas grösser als DESHAYES angibt. Länge 19, Breite 15, Höhe 16 mm.

**Patella cf. Defrancii** DSH.

1866. DESHAYES, ANIMAUX SANS VERTÈBRES. II. p. 228, Taf. 13, Fig. 5—8.

In die Verwandtschaft der *P. Defrancii* gehört jedenfalls ein nicht ganz erhaltenes Stück von Reit. Ausser durch etwas grössere Dimensionen — Länge 18, Breite 13, Höhe 6 mm — unterscheidet es sich von der Abbildung bei DESHAYES dadurch, dass die concentrischen Ringe etwas weiter von einander entfernt stehen und kräftiger hervortreten.

**Pleurotomaria** nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 5.

Diese Species ist mir in zwei Exemplaren bekannt, von denen das eine vom Hallthurm, das andere aus Palarea stammt. Die Schale besitzt kreiselförmige Gestalt. Die Umgänge sind längsgestreift und an der Aussenseite schwach concav und treten nur mit ihrem gerundeten unteren Rande schwach gegen den folgenden Umgang hervor. Das Schlitzband befindet sich dicht über diesem unteren gerundeten Theile der Umgänge. Der Durchmesser der Schale beträgt 34 mm, die Höhe des letzten Umgänge 8 mm. Alles Uebrigte unbekannt.

**Turbo cf. clausus** FUCHS.

Taf. VIII, Fig. 8.

1870. FUCHS, Vicentin. p. 25, Taf. II, Fig. 23, 24.

In der Gestalt der Schale stimmen mit *Turbo clausus* FUCHS zahlreiche Stücke eines Turbo überein, welche in Leitwang und dem Becken von Reit und Reichenhall vorkommt. Bei allen diesen Exemplaren fehlt jedoch die äussere Schalenschicht, so dass eine sichere Bestimmung nicht möglich ist. Immerhin zeigt die Schale Andeutungen einer Streifung, wie sie bei *T. clausus* vorhanden ist.

**Adeorbis subalpinus** nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 9, 10.

Die Schale ist flach und aus ihr ragt die Spirale der früheren Umgänge als kleine Spitze hervor. Die Umgänge, vier an der Zahl, nehmen schnell an Grösse zu und sind durch eine vertiefte Naht getrennt. Die Mündung ist rundlich, der Nabel tief. Die Verzierung der Schale besteht aus kantigen Spiralstreifen, von denen auf Ober- und Aussenseite drei grössere in weitem Abstände sich folgen. Die Unterseite ist mit mehreren enger stehenden Rippen verziert, der Nabel glatt.

*Adeorbis subalpinus* kommt vor in Leitwang und im Eocän von San Giovanni Ilarione. Von beiden Lokalitäten liegt mir nur je ein Stück vor. Dasjenige von San Giovanni Ilarione ist etwas grösser wie das von Leitwang (Durchmesser des ersteren 7, des letzteren 4 mm) und besitzt auf der Unterseite weniger Streifen.

*Adeorbis subalpinus* steht am nächsten der *Adeorbis acuticosta* MGH. (VINASSA DE REGNY. Palaeontogr. Ital. 1. 1895. p. 248, Taf. 17, Fig. 14) und unterscheidet sich von ihr durch die regelmässige Anordnung der Rippen. Von *Adeorbis trico-status* DSH. unterscheidet sie sich durch die Berippung der Unterseite.

**Xenophora Gravesiana** D'ORB.

1850. *Phorus Gravesianus* D'ORBIGNY, Prodrôme de Paléontologie. II. p. 312.

1860. *Trochus agglutinans* LMK. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. p. 604.

Vorkommen: Leitwang.

**Trochus (Tectus) Lucasianus** BRONG.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 55, Taf. 2, Fig. 6.  
 1860. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 604. *Trochus monilifer* LMK.  
 1870. FUCHS, Vicentin. p. 24, Taf. 3, Fig. 19—21.

FUCHS gibt bei dieser Species drei Knotenreihen auf jedem Umgang an und bemerkt dazu: „Die beiden unteren Knotenreihen sind einander immer mehr genähert und verschmelzen in seltenen Fällen sogar zu einer einzigen. BRONGNIART hatte zu seiner Beschreibung und Abbildung ein Exemplar vor sich, an welchem die beiden unteren Knotenreihen zu einer einzigen verschmolzen waren, und gibt daher nur zwei Knotenreihen an. Es ist dies jedoch der seltenere Fall, in der Regel sind drei vorhanden.“

Dem gegenüber kann ich feststellen, dass von den zahlreichen mir vorliegenden Stücken aus den Becken von Reit und Reichenhall nur ein einziges Exemplar von der Mauswand am Untersberg drei Knotenreihen besitzt, die übrigen besitzen durchweg nur zwei Knotenreihen und in seltenen Fällen eine Andeutung einer Theilung.

Häufig in Leitwang und den Becken von Reit und Reichenhall.

**Trochus sulcatus** LMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 236, Taf. 29, Fig. 1—4.  
 1860. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 605.

Vorkommen: Reit.

**Trochus Lamarekii** DESH.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 234, Taf. 27, Fig. 9—11.  
 1860. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 604. *Trochus elatus* DSH.

GÜMBEL gibt *T. elatus* von Reit an. Die Stücke sind zweifellos zu dem jenem sehr ähnlichen *T. Lamarekii* zu stellen.

Vorkommen: Becken von Reit.

**Delphinula** aff. **scobina** BRONG.

Taf. VIII, Fig. 4.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 53, Taf. 2, Fig. 7.  
 1870. FUCHS, Vicentin. p. 25.

Ein Exemplar, wahrscheinlich von Reit, und mehrere schlecht erhaltene Exemplare von Leitwang sind vermuthlich hierher zu stellen.

**Delphinula multisulcata** SCHAUROTH.

Taf. VIII, Fig. 7.

1865. v. SCHAUROTH, Versteinerungen, Naturalien cabinet Coburg. p. 223, Taf. 24, Fig. 1.

Die Stücke dieser Species sind schlecht erhalten und verdrückt. Doch stimmen sie mit Exemplaren aus dem Vicentinischen gut überein.

Vorkommen: Hallthurm und Reit.

**Delphinula (Cirsochilus)** cf. **globulosa** DÖDERL.

1862. *Craspedotus globulosus* DÖDERLEIN, Giac. terr. mioc. Ital. centr. p. 18.  
 1896. *Cirsochilus globulosus* SACCO, Piemonte e Liguria. XXI. p. 8, Taf. 1, Fig. 15 a, b.

In dem Cementbruch nördlich Gross-Gmain fand ich in grosser Zahl einen *Cirsochilus*, den ich vorläufig zu *globulosus* stelle. Er stimmt in der Form mit den Stücken aus dem Tortonien von Monte Gibbio gut überein. Einzelne Stücke lassen auch Reste der Streifung erkennen. Dagegen konnte ich bei keinem

Stück die Fältelung unterhalb der Naht und am Nabel erkennen. Sollte sie nicht vorhanden gewesen sein, was sich nach meinem Material nicht entscheiden lässt, so wären die Stücke von Gross-Gmain zwischen *C. globulosus* und *striatus* LMK. zu stellen.

**Natica crassatina** DESH.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 171, Taf. 20, Fig. 12.  
 1861. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. p. 604.  
 1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 161, Taf. 13, Fig. 1.  
 1890. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 266, Taf. 25, Fig. 12.

Vorkommen: Leitwang.

**Natica angustata** GRAT.

1840. *Natica angustata* GRATELOUP, Conch. foss., Naticae. Taf. 3, Fig. 1—5.  
 1840. *Natica ferruginea* GRATELOUP, Conch. foss., Naticae. Taf. 1, Fig. 4, Taf. 2, Fig. 4.  
 1840. *Natica ponderosa* GRATELOUP, Conch. foss., Naticae. Taf. 2, Fig. 2, 3, 5, 6.  
 1849. *Natica Delbosii* HÉBERT, Bull. Soc. géol. France. 2. série. VI. p. 446.  
 1861. *Natica hybrida* DSH. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. p. 604.  
 1870. *Natica angustata* GRAT. FUCHS, Vicentin. p. 23.  
 1891. *Natica Delbosii* HÉB. SACCO, Piemonte e Liguria. IX. p. 8.  
 1900. *Natica angustata* GRAT. OPPENHEIM, Priabona.

Vorkommen: Leitwang und am Unterberg (Niederhauser Thal).

**Natica auriculata** GRAT.

1840. GRATELOUP, Conch. foss., Naticae. Taf. IV, Fig. 5—8.  
 1870. FUCHS, Vicentin. p. 35.

Sehr häufig, aber meist sehr schlecht erhalten, findet sich diese Species in Reit und Leitwang. Ihr Vorkommen im Becken von Reichenhall scheint mir höchst wahrscheinlich, doch sind die Stücke, die vermuthlich hierher zu stellen sind, wegen ihres Erhaltungszustandes nicht mit voller Sicherheit bestimmbar.

**Natica subalpina** nov. sp.

Taf. VIII, Fig. 12 a, b.

Die äusserst dicke Schale hat eiförmige Gestalt. Das Gewinde ragt sehr wenig hervor. Die Umgänge, fünf an Zahl, decken die früheren sehr stark und sind nur durch seichte Furchen von einander abgegrenzt. Charakteristisch ist die dicke, wulstige Bedeckung des Nabels und der Innenlippe. Sie ruft eine Verengerung der Mündung hervor und gibt ihr eine halbkreisförmige Gestalt. Die meisten Exemplare besitzen 25—27 mm Höhe zu 28—30 mm Breite. Doch kommen auch einzelne grössere Stücke vor.

Am nächsten kommt ihr in der Gestalt *Natica incompleta* ZITTEL aus dem Obereocän von Ungarn (ZITTEL, Die obere Nummulitenformation in Ungarn. p. 378, Taf. 2, Fig. 3 a, b).

Vorkommen: In Reit und Leitwang sehr häufig, doch meist schlecht erhalten.

**Natica globosa** GRAT. (var. minor.).

Taf. VIII, Fig. 11 a, b.

1840. GRATELOUP, Conch. foss., Naticae. Taf. 3, Fig. 10, 11.

Vorkommen: Reit.

**Natica cf. caepacea** LMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 168, Taf. 22, Fig. 5—6.  
 1901. OPPENHEIM, Alttertiär Oesterr.-Ungarn. p. 258.

Einige stark verdrückte Exemplare vom Hallthurm sind vielleicht zu dieser Species zu stellen.

**Turritella triplicata** BROCCHI.1860. *T. imbricataria* LMK. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 604.

1895. SACCO, Piemonte e Liguria. 19. p. 27, Taf. 2, Fig. 33.

Zwei Exemplare dieser Species von Reit zeigen eine unregelmässige Längstreifung, bei welcher sich zwei Hauptstreifen besonders hervorheben. Sie stehen der von SACCO (l. c.) abgebildeten *var. superne applicata* am nächsten.

**Turritella terebellata** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. I. p. 279, Taf. 35, Fig. 3, 4.

1861. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 604.

Die Länge des grössten mir vorliegenden Stückes betrug etwa 150 mm, der Durchmesser des letzten Umgangs etwa 30 mm. Die Umgänge sind schwach gewölbt, kräftig längsgestreift und oben und unten neben der Naht von vorspringenden Leisten eingefasst. Die Stücke von Reit weichen also von denen des Pariser Beckens etwas ab und zeigen einige Aehnlichkeit mit *T. carinifera* DSH. Ich vermute daher, dass das von FUCHS (Verhandl. der k. k. Reichsanstalt. 1874. p. 134) citirte Vorkommen von *T. carinifera* im Becken von Reichenhall sich auf Stücke bezieht, die mit denen von Reit übereinstimmen.

Vorkommen: Reit und vielleicht Hallthurm und Elendbauer.

**Turritella planispira** NYST.

1845. NYST, Coquilles et Polypiers foss. Belgique. p. 401, Taf. XII, Fig. 9.

Vorkommen: Reit und Gross-Gmain.

**Turritella incisa** BRONG.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 54, Taf. 2, Fig. 4.

1895. SACCO, Piemonte e Liguria. 19. p. 4, Taf. 1, Fig. 11—13.

Ein Exemplar vermuthlich von Reit.

**Turritella strangulata** GRAT.

1840. GRATELOUP, Conch. foss. Adour. Taf. 16, Fig. 13.

1895. SACCO, Piemonte e Liguria. 19. p. 18, Taf. 2, Fig. 12.

Zwei mangelhaft erhaltene Steinkerne sind hierher zu stellen. Die Umgänge sind sehr stark konisch, so dass die Stücke der *var. perstrangulata* SACCO zugerechnet werden müssen.

Vorkommen: Elendgraben.

**Vermetus** sp.

Vergl. WOLFF, Oligocänmolasse. p. 268, Taf. 25, Fig. 16.

Vom Hallthurm liegt mir ein Stück eines Vermetus vor von etwa 5 cm Länge und 5 mm Durchmesser. Die Schale zeigt unregelmässige Zuwachsstreifen und auch Andeutungen von Längskielen, so dass eine Uebereinstimmung mit dem von WOLFF beschriebenen Exemplar aus dem Thalberggraben bei Siegsdorf sehr wahrscheinlich ist.

**Melania Escheri** MERIAN.

1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 89, Taf. 4, Fig. 14c, 15.

Ein Exemplar vom Reiterbauer bei Gross-Gmain zeigt die charakteristischen treppenförmigen Umgänge, wie sie den meisten Exemplaren dieser Species zukommen. Die Querrippen fehlen bei diesem Stück, wie ich es auch ähnlich bei Exemplaren von Günzburg und Ulm beobachten konnte, fast gänzlich. Auch

eine Anzahl Stücke von Reit, die sehr schlecht erhalten sind und von GÜMBEL (Bayer. Alpengebirge. I. p. 604) als *Chemnitzia (Melania) costellata* LMK. citirt werden, sind vermuthlich ebenfalls hierher zu stellen.

### **Cerithium Voglinoi** MICHEL.

Taf. VIII, Fig. 6.

1861. MICHELOTTI, Miocène inf. p. 122, Taf. 12, Fig. 17.

1870. FUCHS, Vicentin. p. 18, Taf. 5, Fig. 6.

Diese Species kommt in Leitwang und Reit recht häufig vor. Doch bleiben die Stücke hinter den vicentinischen beträchtlich an Grösse zurück. Das Taf. II, Fig. 6 abgebildete Bruchstück, welches die letzten fünf Windungen zeigt, besitzt 26 mm Höhe.

### **Cerithium orditum** MICHEL.

1861. MICHELOTTI, Miocène inf. p. 123, Taf. 12, Fig. 18.

1894. SACCO, Piemonte e Liguria. 17. p. 36.

Vorkommen: Reit.

### **Cerithium** nov. sp.

Im Cementbruche nördlich Gross-Gmain sammelte ich einige Bruchstücke eines Cerithium, welches vermuthlich in die Gruppe des *C. plicatum* LAMK. gehört. Die Umgänge sind an der Naht eingeschnürt und oben und unten kantig. Die Aussenseite ist mit kräftigen, ziemlich eng stehenden Querrippen verziert, der Theil des Umganges unter der unteren Kante fein längsgestreift. Alles Uebrige unbekannt.

### **Strombus radix** BRONG. var.

Taf. VIII, Fig. 2.

1823. BRONGNIART, *Pteroceras radix*. Vicentin. p. 74, Taf. 4, Fig. 9.

1870. FUCHS, *Strombus rugifer*. Vicentin. p. 37, Taf. 3, Fig. 26.

1893. SACCO, Piemonte e Liguria. XIV. p. 3, 4, Taf. 1. Fig. 1, 2.

FUCHS gibt für seinen *Strombus rugifer* ein stumpf kegelförmiges Gewinde an und auf dem letzten Umgange von den Knoten ausgehende flache Runzeln. Diese Runzeln können, wie ich an Stücken aus dem Oligocän von St. Giustina beobachten konnte, zahlreicher werden als die Knoten. FUCHS lässt die Frage offen, ob sein *Strombus rugifer* nur als eine Varietät von *S. radix* anzusehen sei und SACCO vereinigt ihn dann auch als *var. rugifera* mit dieser Species. Dieser Auffassung schliesse ich mich ebenfalls an.

Die Stücke aus den Reiter Schichten besitzen ausser der Längsstreifung eine ausgesprochene Querstreifung, so dass die Oberfläche des letzten Umgangs enggittert erscheint. Sie sind daher als eine Varietät anzusehen, welche der *var. rugifera* am nächsten steht. In der Höhe des Gewindes zeigen sie eine grosse Veränderlichkeit. Einzelne Stücke stimmen in der Gewindehöhe mit spitzen Formen von *S. radix* überein, während andere ein sehr niederes Gewinde besitzen. In wie weit letztere Formen durch mechanische Deformation beeinflusst sind, lässt sich nicht ermitteln.

Vorkommen: Reit und am Untersberg.

### **Rimella fissurella** LAMK.

1823. *Rostellaria fissurella* DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 622, Taf. 83, Fig. 2—4, Taf. 84, Fig. 5, 6.

1866. *Rostellaria fissurella* DESHAYES, Animaux sans vertèbres. III. p. 458.

1874. FUCHS, Verhandl. k. k. Reichsanst. p. 134.

Vorkommen: Elendgraben, Gross-Gmain.

**Cypraea cf. media** DESH.

1823. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 723, Taf. 95, Fig. 37—38.  
 1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. II. p. 561.  
 1894. DE GREGORIO, Descript. faun. Vénétie. p. 28, Taf. 5, Fig. 110.

Sämtliche Stücke sind sehr schlecht erhalten und die Bestimmung daher sehr unsicher. Sie kommen am nächsten der *var. turgidiuscula* DE GREGORIO.

Vorkommen: Reit, Leitwang, Reiterbauer (bei Gross-Gmain).

**Cassidaria echinophora** LINN.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. p. 183, Taf. 16, Fig. 4—6.  
 1866. v. KOENEN, Palaeontogr. 16. p. 147.  
 1890. SACCO, Piemonte e Liguria. VII. p. 53.

Vorkommen: Gross-Gmain.

**Cassis cf. aequinodosa** SANDB.

1863. SANDBERGER, Mainzer Becken. p. 193, Taf. 19, Fig. 8.  
 1890. SACCO (*Echinophora*), Piemonte e Liguria. VII. p. 41, Taf. 1, Fig. 39.

Einige schlecht erhaltene Stücke von Reit und Unterberg, Niederhauser Thal.

**Ficula nexilis** BRAND.

1776. *Murex nexilis* BRANDER, Foss. Hant. p. 11, Taf. 4, Fig. 55.  
 1870. FUCHS, Vicentin. p. 51.  
 1892. *Ficula cf. nexilis* DREGER, Gastropoden von Häring.

Vorkommen: Elendgraben und Schlossberg bei Salzburg.

**Tritonium flandricum** DE KON.

1854. BEYRICH, Norddeutsches Tertiär. p. 729, Taf. 12, Fig. 3—5.  
 1866. v. KOENEN, Mitteloligocän von Norddeutschland. p. 71.

Vorkommen: Reit, Elendgraben, Veitlbauer am Untersberg.

**Columbella nassoides** BELL.

1856. HÖRNES, Wiener Becken. p. 122, Taf. 11, Fig. 9.

Vorkommen: Reit, Cementbruch bei Gross-Gmain, Schlossberg bei Salzburg.

**Fusus polygonatus** BRONG.

1823. BRONGNIART, Vicentin. p. 73, Taf. 4, Fig. 4.

Ein Stück von Reit.

**Fusus longaevus** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 523, Taf. 84, Fig. 18—21.  
 1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. III. p. 255.

Vorkommen: Reit und Elendgraben.

**Voluta harpula** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 702, Taf. 91, Fig. 10, 11.

Schlecht erhaltene Stücke von Reit, Leitwang und Gross-Gmain.

**Voluta (Volutilithes) spinosa** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 690, Taf. 92, Fig. 7, 8.  
 1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. III. p. 590.

Schlecht erhaltene Stücke von Reit.

**Cancellaria laevigata** v. KOEN.

1865. v. KOENEN, Unteroligocän von Helmstädt. p. 472.

Die Stücke von Gross-Gmain stimmen mit jenen aus dem norddeutschen Unteroligocän gut überein. Sie scheinen ein wenig schlanker zu sein, auch ist die Zuwachsstreifung weniger stark ausgebildet.

**Pleurotoma Selysii** DE KON.

1867. SPEYER, Casseler Tertiär. p. 189, Taf. 20, Fig. 1—5.

Die Skulptur des einzigen mir vorliegenden Stückes ist nicht sehr kräftig entwickelt. Es stimmt hierin mit Stücken aus dem norddeutschen Oligocän überein und kommt am nächsten dem von SPEYER Taf. 20, Fig. 4 abgebildeten Exemplar.

Vorkommen: Reiterbauer bei Gross-Gmain.

**Conus Allionii** MICH.

1847. MICHELOTTI, Descript. foss. mioc. p. 338, Taf. 17, Fig. 17.

1893. SACCO, Piemonte e Liguria. 13. p. 32, Taf. 4, Fig. 6—14.

Bei den mir vorliegenden Exemplaren ist das Gewinde ziemlich hoch. Die Stücke zwischen SACCO's Varietäten *perconicospira* und *perpupoidespira* in der Mitte.

Vorkommen: Reit und Gross-Gmain.

**Actaeon cf. simulatus** SOL. (BRANDER).

1766. BRANDER, Foss. Hant. p. 29, Taf. 4, Fig. 61.

1845. NYST, Coquilles foss. Belgique. p. 423.

Schlecht erhaltene Stücke von Gross-Gmain.

**Ringicula buccinea** DESH.

1856. HÖRNES, Foss. Wiener Becken. I. p. 86, Taf. 9, Fig. 34.

Vorkommen: Gross-Gmain.

**Bulla (Acera) striatella** LAMK.

1824. DESHAYES, Environs de Paris. II. p. 43, Taf. 5, Fig. 7—9.

1861. GÜMBEL, Bayerisches Alpengebirge. I. p. 604.

1866. DESHAYES, Animaux sans vertèbres. II. p. 646.

Vorkommen: Gross-Gmain und Leitwang.

**Scaphander** sp.

1856. *Bulla lignaria* LINN. HÖRNES, Wiener Becken. II. p. 616, Taf. 50, Fig. 1.

Drei Exemplare eines Scaphander von Gross-Gmain und Schlossberg besitzen grosse Aehnlichkeit mit *Sc. lignarius* LINN.

**Ancylus** sp.

In dem Cementbruche bei Gross-Gmain sammelte ich ein Exemplar eines Ancylus, welches einige Aehnlichkeit mit dem miocänen *A. deperditus* DESM. besitzt. Der Wirbel ist nur wenig dem Vorderrande genähert und nicht eingekrümmt. Die Länge beträgt 6, die Breite  $3\frac{1}{2}$ , die Höhe  $2\frac{1}{2}$  mm.

**Helix (Coryda) crepidostoma** SANDB.

1861. SANDBERGER, Land- und Süßwasserconchylien. p. 456, Taf. 21, Fig. 9, 10.

1890. WOLFF, Oligocänmolasse, p. 293.

Ein Exemplar aus dem Cementbruch bei Gross-Gmain.

**Dentalium** sp.

In den Becken von Reit und Reichenhall kommen sowohl gerippte wie glatte Dentalien nicht selten vor, doch lässt ihr Erhaltungszustand eine sichere Bestimmung nicht zu.

**Vertebrata.**

Einige Haifisch-Zähne und Wirbel von Reit und Gross-Gmain sind ihrem Erhaltungszustande nach nicht näher zu bestimmen.

## Verzeichnis der in den Reiterschichten vorkommenden Species.

Namen der Species	Reit				Sonstiges Vorkommen
	Reit	Leitwang	Elendgraben	Hallthurm	
1. <i>Operculina ammonica</i> LEYM. . . . .	—	—	+	—	
2. <i>Orbitoides papyracea</i> BOUBÉE . . . . .	—	—	+	—	
3. <i>Nummulites</i> sp. . . . .	—	—	+	—	
4. <i>Leiocidaris itala</i> LAUBE . . . . .	—	—	—	+	Priabonaschichten u. Vicentin. Oligocän.
5. <i>Terebratula</i> sp. . . . .	+	—	—	—	
6. <i>Pecten biarritzensis</i> D'ARCH. . . . .	+	+	—	—	Priabonaschichten u. Vicentin. (Gombertoschichten.)
7. „ <i>elegans</i> ANDR. . . . .	—	—	+	—	Neogen Wien.
8. „ <i>Telleri</i> nov. sp. . . . .	+	+	—	—	Oligocän Krain.
9. „ aff. <i>palmatus</i> LMK. . . . .	+	—	—	—	Neogen.
10. „ <i>arcuatus</i> BROCCI . . . . .	+	—	—	—	Vicentin. Biarritz.
11. „ aff. <i>aduncus</i> EICHW. . . . .	+	—	—	—	Neogen Wien.
12. „ <i>corneus</i> SOW. . . . .	+	—	+	—	Mittl. u. ob. Eocän, Priabonaschichten, Unterolig. Norddeutschland.
13. <i>Lima</i> aff. <i>squamosa</i> LAMK. . . . .	+	—	—	—	Neogen Wien.
14. <i>Spondylus cisalpinus</i> BRONG. . . . .	—	—	+	+	Vicentin. (Gombertoschichten.)
15. <i>Ostrea gigantea</i> BRAND. . . . .	+	—	+	—	Eocän u. Vicentin. (Gombertoschichten.)
16. „ sp. . . . .	+	—	+	—	
17. <i>Modiola</i> aff. <i>Philippii</i> M. E. . . . .	—	—	+	—	Oligocänmolasse.
18. <i>Nucula piligera</i> SANDB. . . . .	—	—	+	—	Oligocänmolasse u. Oligocän Mainz.
19. „ cf. <i>placentina</i> LMK. . . . .	—	+	—	—	Eocän bis Neogen.
20. <i>Arca</i> cf. <i>condita</i> DESH. . . . .	—	—	+	—	Eocän.
21. „ aff. <i>pretiosa</i> DESH. . . . .	—	—	+	—	Oligocän Mainz.
22. <i>Pectunculus Jacquoti</i> TOURN. . . . .	+	+	+	—	Priabona Biarritz.
23. „ aff. <i>pilosus</i> LINN. . . . .	+	+	—	+	Neogen.
24. „ <i>tenuis</i> DESH. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
25. „ <i>subalpinus</i> nov. sp. . . . .	+	—	+	—	
26. <i>Chama</i> cf. <i>turgidula</i> LMK. . . . .	—	—	+	+	Eocän.
27. <i>Cardita angusticostata</i> DESH. . . . .	+	+	+	—	Eocän.
28. „ <i>intermedia</i> BROCCI. . . . .	—	—	—	+	Neogen Norditalien.
29. <i>Astarte</i> cf. <i>solidula</i> DESH. . . . .	+	—	—	—	
30. <i>Crassatella plumbea</i> CHEMN. . . . .	+	+	—	—	Eocän u. Vicentin. (FRAUSCHER).
31. „ <i>sinuosa</i> DESH. . . . .	—	—	—	+	Eocän.
32. „ <i>trigonula</i> FUCHS. . . . .	—	+	+	—	Vicentin. (Sangoninischichten).
33. <i>Corbis lamellosa</i> LMK. . . . .	—	—	+	—	Eocän, Priabona, Vicentin. (Gombertoschichten.)
34. <i>Lucina mutabilis</i> LMK. . . . .	—	—	+	+	Eocän.
35. „ <i>Fuggeri</i> nov. sp. . . . .	—	—	—	—	
36. „ <i>Zitteli</i> nov. sp. . . . .	—	—	—	—	
37. „ <i>Reisi</i> nov. sp. . . . .	—	—	—	—	
38. „ nov. sp. . . . .	—	—	—	—	
39. <i>Cardium cingulatum</i> GOLDF. . . . .	+	+	+	—	Unter- bis Oberoligocän.
40. „ <i>parisiense</i> D'ORB. . . . .	+	+	+	—	Eocän.
41. „ aff. <i>granconense</i> OPPENH. . . . .	—	+	—	—	Priabona.
42. „ <i>thunense</i> M. E. . . . .	—	—	+	—	Eocän von Thun. Oligocänmolasse.
43. <i>Venus texta</i> LMK. . . . .	—	—	+	—	Eocän.
44. <i>Cytherea splendida</i> MÉRAN. . . . .	—	—	+	—	Oligocän.
45. „ <i>incrassata</i> SOW. . . . .	—	+	+	—	Oligocän.
46. <i>Tellina Nysti</i> DESH. . . . .	—	+	+	—	Oligocän.

Namen der Species	Reit	Leitwang	Elendgraben	Hallthurm	Sonstiges Vorkommen
47. <i>Psammobia pudica</i> BRONGT. . . . .	—	—	+	—	Vicentin. (Sangoninischichten).
48. <i>Solen plagiaulax</i> COSSM. . . . .	—	—	+	—	Eocän und Priabona.
49. <i>Siliqua oblonga</i> v. KOEN. . . . .	—	—	+	—	Mittelloligocän.
50. <i>Solemya Döderleini</i> M. E. . . . .	+	—	—	—	Neogen, Italien, Wien.
51. <i>Panopaea Menardi</i> DESH. . . . .	+	+	+	—	Oligocänmolasse.
52. <i>Pholadomya Puschi</i> GOLDF. . . . .	—	—	+	—	Oligocänmolasse. Vicentin. (Sangoninischichten.)
53. <i>Thracia Bellardii</i> PICT. . . . .	—	—	+	—	Eocän.
54. <i>Corbula</i> aff. <i>carinata</i> DUJ. . . . .	—	—	+	—	Oligocänmolasse, Neogen.
55. <i>Teredo Tournali</i> LEYM. . . . .	—	—	+	—	Eocän, Oligocänmolasse.
56. <i>Patella Dutemplei</i> DESH. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
57. „ cf. <i>Defranciai</i> DESH. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
58. <i>Pleurotomaria</i> nov. sp. . . . .	—	—	—	+	Eocän Palarea.
59. <i>Turbo</i> cf. <i>clausus</i> FUCHS. . . . .	+	+	+	—	
60. <i>Delphinula</i> aff. <i>scobina</i> BRONG. . . . .	—	+	—	—	Vicentin. (Gombertoschichten).
61. „ <i>multisulcata</i> SCHAUR. . . . .	—	—	—	+	Vicentin. (Gombertoschichten).
62. „ cf. <i>globulosa</i> DÖDERL. . . . .	—	—	+	—	Neogen Norditalien.
63. <i>Trochus Lucasianus</i> BRONG. . . . .	+	+	+	+	Vicentin. (Gombertoschichten.)
64. „ <i>sulcatus</i> LAMK. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
65. „ <i>Lamarcki</i> DESH. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
66. <i>Xenophora Gravesiana</i> D'ORB. . . . .	—	+	—	—	Eocän.
67. <i>Adeorbis subalpinus</i> nov. sp. . . . .	—	+	—	—	Priabona.
68. <i>Natica crassatina</i> DESH. . . . .	—	+	—	—	Oligocän, Vicentin (Gomberto- u. Sangoninischichten).
69. „ <i>angustata</i> GRAT. . . . .	—	+	—	—	Vicentin. (Gombertoschichten).
70. „ <i>auriculata</i> GRAT. . . . .	+	+	?	—	Vicentin. (Gomberto- und Sangoninischichten).
71. „ <i>subalpina</i> nov. sp. . . . .	+	+	—	—	
72. „ <i>globosa</i> GRAT. var. <i>midor.</i> . . . .	+	—	—	—	Vicentin. (Gombertoschichten).
73. „ cf. <i>caepacaea</i> LAMK. . . . .	—	—	—	+	Eocän.
74. <i>Turritella triplicata</i> BROCC. . . . .	+	—	—	—	Vicentin.
75. „ <i>terebellata</i> LAMK. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
76. „ <i>planispira</i> NYST. . . . .	+	—	+	—	Oligocän.
77. „ <i>incisa</i> BRONG. . . . .	+	—	—	—	Neogen Norditalien.
78. „ <i>strangulata</i> GRAT. . . . .	—	—	+	—	Eocän Norditalien.
79. <i>Vermetus</i> sp. . . . .	—	—	—	+	Oligocänmolasse?
80. <i>Melania Escheri</i> MÉRIAN . . . . .	+	—	+	—	Oligocänmolasse.
81. <i>Cerithium Voglinoi</i> MICHEL. . . . .	+	+	—	—	Vicentin. (Gombertoschichten).
82. „ <i>orditum</i> MICHEL. . . . .	+	—	—	—	Neogen Norditalien.
83. „ nov. sp. . . . .	—	—	+	—	
84. <i>Strombus radix</i> BRONG. . . . .	+	—	+	—	Vicentin. (Gombertoschichten).
85. <i>Rimella fissurella</i> LAMK. . . . .	—	—	+	—	Eocän.
86. <i>Cypraea</i> cf. <i>media</i> DESH. . . . .	+	+	?	—	Eocän.
87. <i>Cassidaria echinophora</i> LINN. . . . .	—	—	+	—	Unteroligocän bis recent.
88. <i>Cassis</i> cf. <i>aequinodosa</i> SANDB. . . . .	+	+	—	—	Oligocän.
89. <i>Ficula naxilis</i> BRAND. . . . .	—	—	+	—	Oligocän.
90. <i>Tritonium flandricum</i> DE KON. . . . .	+	—	+	—	Oligocän.
91. <i>Columbella nassoides</i> BELL. . . . .	+	—	—	—	Neogen.
92. <i>Fusus polygonatus</i> BRONG. . . . .	+	—	—	—	Eocän und Vicentin.
93. „ <i>longaerus</i> LAMK. . . . .	+	—	+	—	Eocän Paris, Norditalien.
94. <i>Voluta harpula</i> LAMK. . . . .	+	+	+	—	Vicentin. (Gombertoschichten).

Namen der Species	Reit	Leitwang	Elendgraben	Hallthurm	Sonstiges Vorkommen
95. <i>Voluta spinosa</i> LAMK. . . . .	+	—	—	—	Eocän.
96. <i>Cancellaria laevigata</i> v. KOEN. . . . .	—	—	+	—	Oligocän Norddeutschland.
97. <i>Pleurotoma Selysii</i> DE KON. . . . .	—	—	+	—	Oberoligocän Norddeutschland.
98. <i>Conus Allionii</i> MICHT. . . . .	+	—	+	—	Eocän Norditalien.
99. <i>Actaeon simulatus</i> SOL. . . . .	—	—	+	—	Oligocän Belgien, Neogen, Oberitalien.
100. <i>Ringicula buccinea</i> DESH. . . . .	—	—	+	—	Neogen.
101. <i>Bulla striatella</i> LAMK. . . . .	—	+	+	—	Eocän und Vicentin. (Gomberto- und Sangoninischichten.)
102. <i>Scaphander</i> sp. . . . .	—	—	+	—	
103. <i>Helix crepidostoma</i> SANDB. . . . .	—	—	+	—	Oligocänmolasse.
104. <i>Ancylus</i> sp. . . . .	—	—	+	—	
105. <i>Dentalium</i> sp. . . . .	+	—	+	—	

Es kommen somit von der Fauna der Reiter Schichten 22 sicher bestimmbare Species in der Vicentinischen Stufe vor. Von den Uebrigen sind an anderen oligocänen Fundorten 17 aufgefunden worden. Auf das Eocän mit Einschluss der Priabonaschichten sind 19 Species beschränkt. Ausschliesslich neogen sind sechs Arten.

## Litteraturverzeichnis.

- D'ARCHIAC, 1848, Description des fossiles du groupe nummulitique aux environs de Bayonne et de Dax. Mém. de la société géol. de la France. II. série, Tome 2, 3.
- BAYAN, 1870, Sur les terrains tertiaires de la Vénétie. Bulletin de la soc. géol. de la France. II. série. Tome 27.
- BELLARDI, 1852, Catalogue raisonné des fossiles nummulitiques du comté de Nice. Mém. de la soc. géol. de la France. II. série. Tome 4.
- — 1872—82, I Mollaschi dei terreni terziari del Piemonte e della Liguria.
- BEYRICH, 1854, Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. Bd. VI. S. 726.
- BRONGNIART, 1823, Mémoire sur les terrains de sédiment supérieur calcareo-trappéen du Vicentin.
- BRONN, 1831, Italiens Tertiärgelände und deren organische Einschlüsse.
- COSSMANN, 1891, Revision sommaire de la faune du terrain oligocène marin aux environs d'Étampes.
- DAMES, 1878, Die Echiniden der vicentinischen und veronesischen Tertiärlagerungen. Palaeontographica. Bd. 25.
- DESHAYES, 1824, Description des coquilles fossiles des environs de Paris.
- — 1866, Description des animaux sans vertèbres découverts dans le bassin de Paris.
- DREGER, 1892, Die Gastropoden von Häring bei Kirchbichl in Tirol. Annalen des k. k. naturhist. Hofmuseums. Bd. VII. Heft 1 und 2.
- FRAUSCHER, 1886, Das Untereocän der Nordalpen. I. Lamellibranchiaten. Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse der k. Akad. d. Wissensch. Bd. 51. (Fortsetzung bisher nicht erschienen.)
- FONTANNES, 1878, Études stratigraphiques et paléontologiques de la période tertiaire dans le bassin du Rhône.
- FUCHS, 1870, Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der mathem.-naturw. Klasse der k. Akad. d. Wissensch. Bd. 30.
- — 1874, Versteinerungen aus den Eocänbildungen der Umgebung von Reichenhall. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt. S. 132.
- GRATELOUP, 1840, Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du bassin de l'Adour. Univalves.

- DE GREGORIO, 1880, Fauna di San Giovanni Ilarione.
- — 1892, Description de certains fossiles extramarins de l'éocène vicentin. Annales de géologie et paléontologie.
- — 1893, Iconografia conchiologica mediterranea vivente et terziaria. III. fasciola Muricidae, Tritonidae. Annales de géologie et paléontologie. II. liv.
- — 1894, Description des faunes tertiaires de la Vénétie. Annales de géologie et de paléontologie.
- GÜMBEL, 1861, Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges.
- — 1868, Beiträge zur Foraminiferenfauna der nordalpinen Eocängebilde. Abhandl. der k. bayer. Akad. d. Wissensch. II. Cl. X. Bd. II. Abth.
- — 1889, Die geologische Stellung der Tertiärschichten von Reit im Winkel. Geognost. Jahreshfte. 2. Jahrgang.
- V. HANTKEN, 1875, Die Fauna der Clavulina-Szaboischichten. I. Theil Foraminiferen. Mitth. a. d. Jahrbuche d. k. ungar. geol. Anstalt. Bd. IV. I. Heft.
- HOFMANN, 1873, Beiträge zur Kenntnis der Fauna des Hauptdolomits und der älteren Tertiärgebilde des Ofen-Kovassiergebirges. Mitth. a. d. Jahrbuche der k. ungar. geol. Anstalt. Bd. II. III. Heft.
- HÖRNES, 1856, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien.
- V. KOENEN, 1865, Die Fauna der unteroligocänen Tertiärschichten von Helmstädt bei Braunschweig. Zeitschr. der Deutschen geol. Ges. Bd. 17.
- — 1866, Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. Palaeontographica. Bd. 16. I.
- LAMARCK, 1815, Histoire naturelle des Animaux sans vertèbres.
- LAUBE, 1868, Ein Beitrag zur Kenntnis der Echinodermen des vicentinischen Tertiärgebirges. Denkschriften der k. Akad. der Wissensch. Bd. XXIX.
- MAYER-EYMAR, 1876, Systematisches Verzeichnis der Versteinerungen des Parisian der Umgegend von Einsiedeln. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz. 15. Lief.
- — 1887, Systematisches Verzeichnis der Kreide- und Tertiärversteinerungen von Thun. Beitr. z. geolog. Karte d. Schweiz. 24. Lief. 2. Theil.
- MOESCH, 1874—75, Monographie der Pholadomyen. Abhandl. d. schweiz. palaeontol. Gesellsch.
- NYST, 1845, Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique.
- OPPENHEIM, 1894, Die eocäne Fauna des Mt. Pulli bei Valdagno im Vicentin. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. Bd. 44.
- — 1896, Das Alttertiär der Colli Berici in Venetien, die Stellung der Schichten von Priabona und die oligocäne Transgression im alpinen Europa. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. Bd. 48.
- — 1896/97, Die Eocänfauna des Monte Postale bei Bolcaim Veronesischen. Palaeontographica. Bd. 43.
- — 1900, Nuovi molluschi e vermi oligocenici del Veneto. Rivista Italiana di Paleontologia. VI. I.
- — 1900/01, Die Priabonaschichten und ihre Fauna. Palaeontographica. Bd. 47.
- — 1901, Ueber einige alttertiäre Faunen der österr.-ung. Monarchie. Beiträge z. Palaeontologie und Geologie Oesterreich-Ungarns und des Orients. Mitth. des palaeontolog. Instituts der Universität Wien. Bd. XIII. Heft III und IV.
- REIS, 1889, Die Korallen der Reiter Schichten. Geognost. Jahreshfte. 2. Jahrg.
- ROVERETO, 1900, Illustrazione dei molluschi fossili tongriani.
- SACCO, 1888—1900, I Molluschi dei terreni terziari de Piemonte e della Liguria. (Fortsetzung von BELLARDIS Werk.)
- SANDBERGER, 1863, Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens.
- SCHAFHÄUTL, 1863, Südbayerns Lethaea geognostica.
- V. SCHAUROTH, 1865, Verzeichnis der Versteinerungen im herzogl. Naturalienkabinet zu Coburg.
- SPEYER, 1867 u. 1869, Die Conchylien der Casseler Tertiärbildungen. Palaeontographica 16.
- TELLER, 1885, Oligocänbildungen im Feistritzthal bei Stein in Krain. Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt. S. 193.
- TOURNOUER, 1873, Descriptions et figures de fossiles nummulitiques nouveaux ou peu connues recueillis à Biarritz par M. le comte R. DE BOUILLÉ et dans le bassin de l'Adour. France Congrès Scient. 39. 1873. p. 462—468.
- VINASSA DE REGNY, 1897, Synopsis dei Molluschi terziari delle Alpi venete. Palaeontographia Italica.
- WOLFF, 1896/97, Die Fauna der südbayerischen Oligocänmolasse. Palaeontographica. Bd. 43.
- V. ZITTEL, 1862, Die obere Nummulitenformation in Ungarn. Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wissensch. Bd. 46.
- — 1883—93, Handbuch der Palaeontologie.
- — 1895, Grundzüge der Palaeontologie.

## Inhalts-Verzeichnis.

	Seite
<b>K. Deninger, Beitrag zur Kenntnis der Molluskenfauna der Tertiärbildungen von Reit im Winkel und Reichenhall</b> . . . . .	221—243
(Mit 2 Tafeln: VII und VIII.)	
<b>Einleitung</b> . . . . .	221—222
<b>Das Alter der Schichten von Reit im Winkel und Reichenhall</b> . . . . .	222—223
<b>Beschreibung der Versteinerungen</b> . . . . .	223—239
Foraminifera: <i>Operculina ammonica</i> S. 223, <i>Orbitoides (Discocyclina) papyracea</i> S. 224, <i>Nummulites</i> sp. S. 224. Echinodermata: <i>Leiocidaris itala</i> S. 224. Brachiopoda: <i>Terebratula</i> sp. S. 224. Lamellibranchiata: <i>Pecten biarritzensis</i> S. 224, <i>Pecten elegans</i> S. 225, <i>Pecten Telleri</i> nov. sp. S. 225, <i>Pecten</i> aff. <i>palmatus</i> S. 226, <i>Pecten (Janira) arcuatus</i> S. 226, <i>Pecten</i> aff. <i>aduncus</i> S. 226, <i>Pecten (Entolium) corneus</i> S. 226, <i>Lima</i> aff. <i>squamosa</i> S. 226, <i>Spondylus cisalpinus</i> S. 226, <i>Ostrea gigantea</i> S. 226, <i>Ostrea</i> sp. S. 227, <i>Modiola</i> aff. <i>Philippii</i> S. 227, <i>Nucula piligera</i> S. 227, <i>Nucula</i> cf. <i>placentina</i> S. 227, <i>Arca</i> aff. <i>condita</i> S. 227, <i>Arca</i> aff. <i>pretiosa</i> S. 227, <i>Pectunculus Jacquoti</i> S. 227, <i>Pectunculus tenuis</i> S. 227, <i>Pectunculus</i> aff. <i>pilosus</i> S. 228, <i>Pectunculus subalpinus</i> S. 228, <i>Chama</i> sp. cf. <i>turgidula</i> S. 228, <i>Cardita angusticostata</i> S. 228, <i>Cardita intermedia</i> S. 228, <i>Astarte</i> aff. <i>solidula</i> S. 228, <i>Crassatella plumbea</i> S. 228, <i>Crassatella sinuosa</i> S. 229, <i>Crassatella trigonula</i> S. 229, <i>Corbis lamellosa</i> S. 229, <i>Lucina mutabilis</i> S. 229, <i>Lucina Fuggeri</i> nov. sp. S. 229, <i>Lucina Zitteli</i> nov. sp. S. 229, <i>Lucina Reisi</i> nov. sp. S. 230, <i>Lucina</i> nov. sp. S. 230, <i>Cardium cingulatum</i> S. 230, <i>Cardium parisiense</i> S. 231, <i>Cardium (Trachycardium)</i> aff. <i>granconense</i> S. 231, <i>Cardium thunense</i> S. 231, <i>Venus texta</i> S. 231, <i>Cytherea splendida</i> S. 231, <i>Cytherea</i> aff. <i>incrassata</i> S. 231, <i>Tellina Nysti</i> S. 231, <i>Psammobia pudica</i> S. 231, <i>Solen plagiaulax</i> S. 231, <i>Siliqua oblonga</i> S. 232, <i>Solemya Döderleini</i> S. 232, <i>Panopaea Menardi</i> S. 232, <i>Pholadomya Puschii</i> S. 232, <i>Thracia Bellardii</i> S. 232, <i>Corbula</i> aff. <i>carinata</i> S. 232, <i>Teredo Tournali</i> S. 232. Gasteropoda: <i>Patella Dutemplei</i> S. 232, <i>Patella</i> cf. <i>Defrancii</i> S. 233, <i>Pleurotomaria</i> nov. sp. S. 233, <i>Turbo</i> cf. <i>clausus</i> S. 233, <i>Adeorbis subalpinus</i> nov. sp. S. 233, <i>Xenophora Gravesiana</i> S. 233, <i>Trochus (Tectus) Lucasianus</i> S. 234, <i>Trochus sulcatus</i> S. 234, <i>Trochus Lamarckii</i> S. 234, <i>Delphinula</i> aff. <i>scobina</i> S. 234, <i>Delphinula multisulcata</i> S. 234, <i>Delphinula (Cirsophilus)</i> cf. <i>globulosa</i> S. 234, <i>Natica crassatina</i> S. 235, <i>Natica angustata</i> S. 235, <i>Natica auriculata</i> S. 235, <i>Natica subalpina</i> nov. sp. S. 235, <i>Natica globosa</i> S. 235, <i>Natica</i> cf. <i>caepacea</i> S. 235, <i>Turritella triplicata</i> S. 236, <i>Turritella terebellata</i> S. 236, <i>Turritella planispira</i> S. 236, <i>Turritella incisa</i> S. 236, <i>Turritella strangulata</i> S. 236, <i>Vermetus</i> sp. S. 236, <i>Melania Escheri</i> S. 236, <i>Cerithium Voglinoi</i> S. 237, <i>Cerithium orditum</i> S. 237, <i>Cerithium</i> nov. sp. S. 237, <i>Strombus radix</i> S. 237, <i>Rimella fissurella</i> S. 237, <i>Cypraea</i> cf. <i>media</i> S. 238, <i>Cassidaria echinophora</i> S. 238, <i>Cassidaria</i> cf. <i>aequinodosa</i> S. 238, <i>Ficula nexilis</i> S. 238, <i>Tritonium flandricum</i> S. 238, <i>Columbella nassoides</i> S. 238, <i>Fusus polygonatus</i> S. 238, <i>Fusus longaeus</i> S. 238, <i>Voluta harpula</i> S. 238, <i>Voluta (Volutilithes) spinosa</i> S. 238, <i>Cancellaria laevigata</i> S. 238, <i>Pleurotoma Selysii</i> S. 239, <i>Conus Allionii</i> S. 239, <i>Actaeon</i> cf. <i>simulatus</i> S. 239, <i>Ringicula buccinea</i> S. 239, <i>Bulla (Acera) striatella</i> S. 239, <i>Scaphander</i> sp. S. 239, <i>Ancylus</i> sp. S. 239, <i>Helix (Coryda) crepidostoma</i> S. 239, <i>Dentalium</i> sp. S. 239. Vertebrata S. 239.	
<b>Verzeichnis der in den Reiterschichten vorkommenden Species</b> . . . . .	240—242
<b>Litteraturverzeichnis</b> . . . . .	242—243
<b>Tafel-Erklärung</b> . . . . .	245

## Tafel-Erklärung.

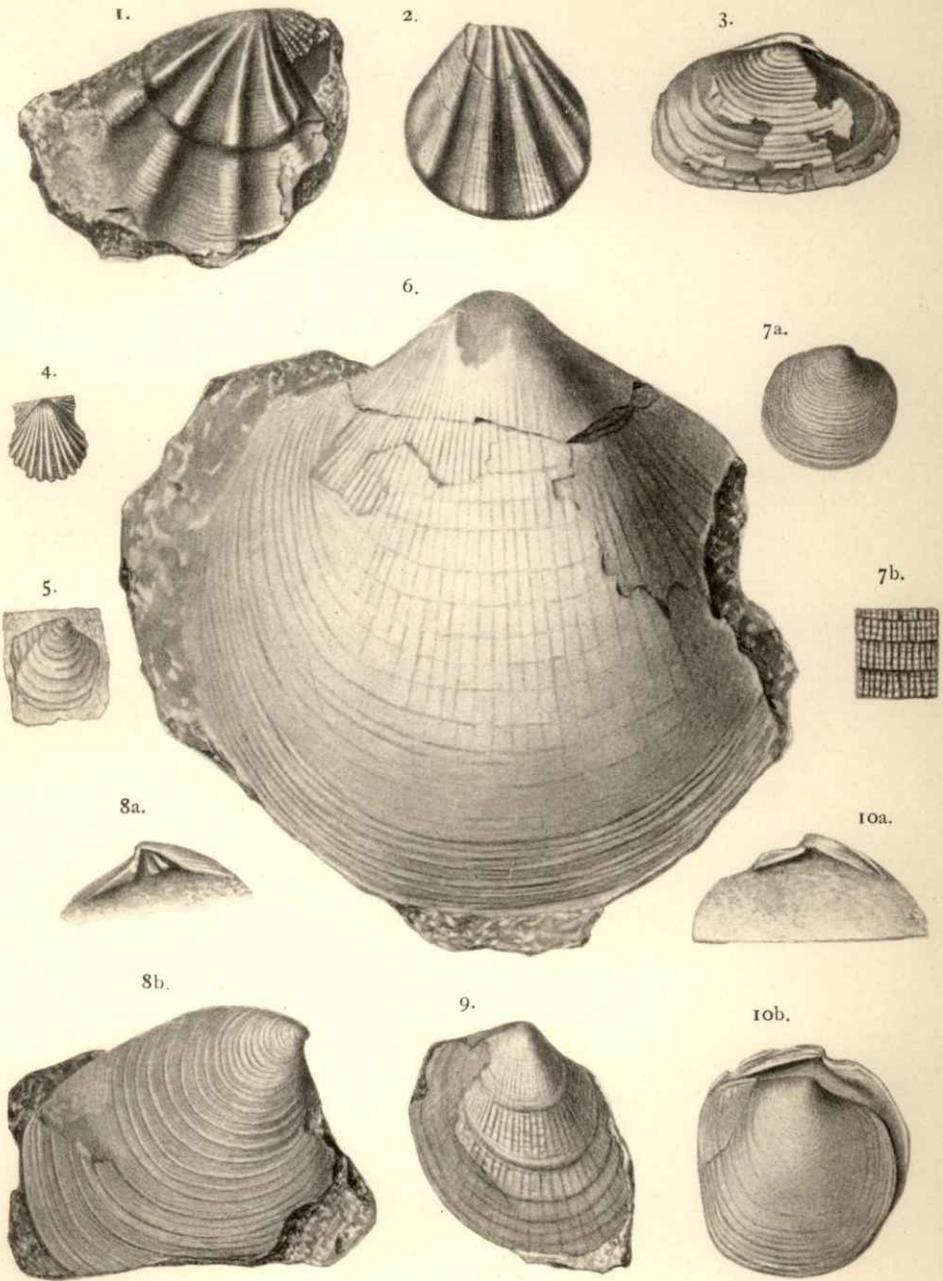
### Tafel VII.

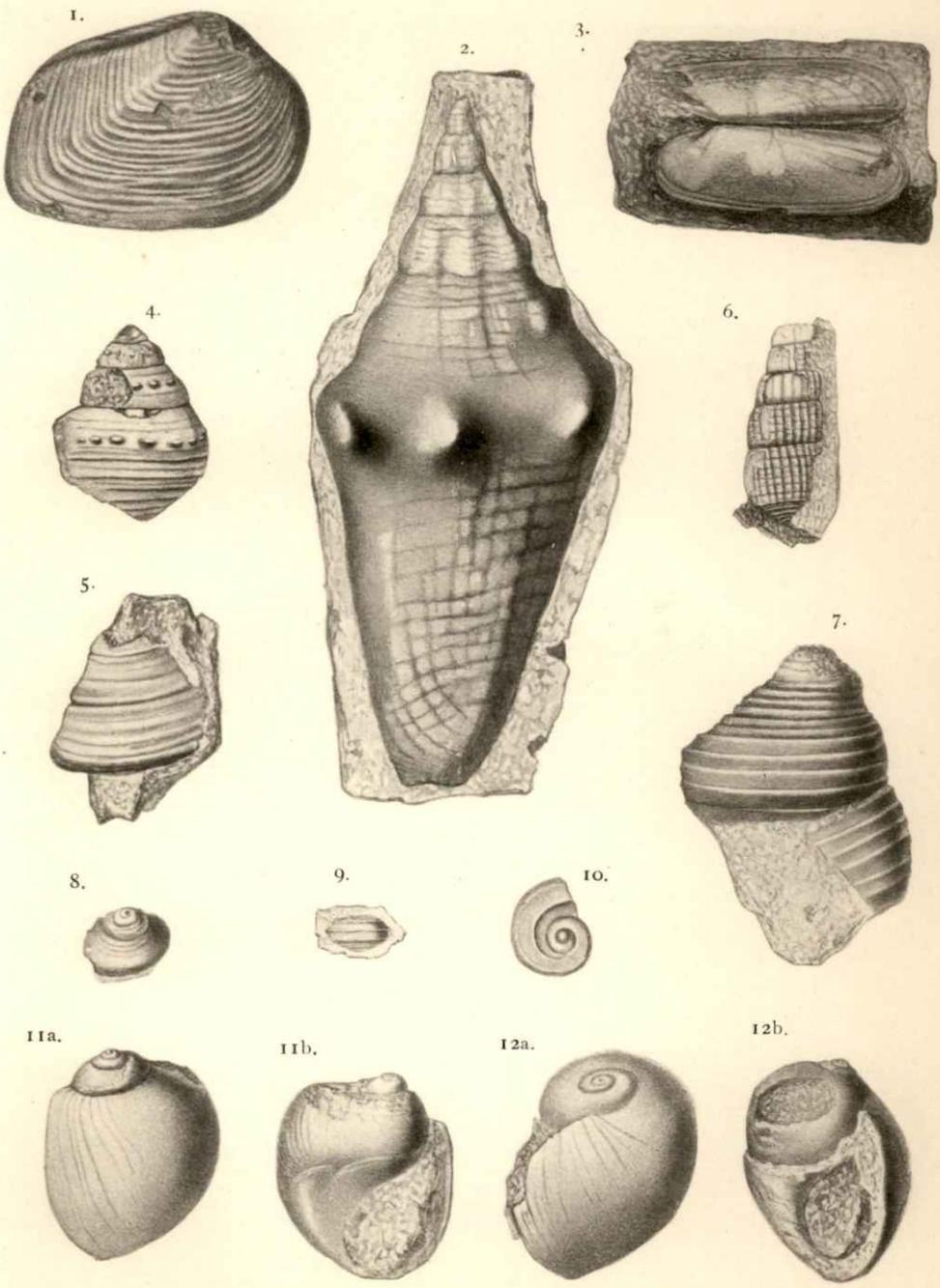
- |   |  |
|---|--|
| <p><b>Fig. 1 u. 2.</b> <i>Pecten Telleri</i> nov. spec. Reit.<br/>         „ <b>3.</b> <i>Thracia Bellardii</i> PICTET. Elendgraben.<br/>         „ <b>4.</b> <i>Pecten elegans</i> ANDRZ. Elendgraben.<br/>         „ <b>5.</b> <i>Lucina Reisi</i> nov. spec. Leitwang.<br/>         „ <b>6.</b> <i>Pectunculus</i> aff. <i>pilosus</i> LINN. Reit.</p> | <p><b>Fig. 7 a u. b.</b> <i>Lucina Zitteli</i> nov. spec. Grossgmain.<br/>         „ <b>8 a u. b.</b> <i>Lucina</i> nov. spec. Leitwang.<br/>         „ <b>9.</b> <i>Pectunculus subalpinus</i> nov. sp. Reit.<br/>         „ <b>10 a u. b.</b> <i>Lucina Fuggeri</i> nov. spec. Grossgmain.</p> |
|---|--|

### Tafel VIII.

- |  |   |
|--|---|
| <p><b>Fig. 1.</b> <i>Crassatella sinuosa</i> DESH. Hallthurm.<br/>         „ <b>2.</b> <i>Strombus radix</i> BRONGT. var. Reit.<br/>         „ <b>3.</b> <i>Solemya Döderleini</i> M. E. Reit.<br/>         „ <b>4.</b> <i>Delphinula</i> aff. <i>scobina</i> BRONGT. Reit.<br/>         „ <b>5.</b> <i>Pleurotomaria</i> nov. spec. Palarea.<br/>         „ <b>6.</b> <i>Cerithium Voglinoi</i> MICHEL. Leitwang.<br/>         „ <b>7.</b> <i>Delphinula multisulcata</i> SCHAUROTH. Hallthurm.</p> | <p><b>Fig. 8.</b> <i>Turbo</i> cf. <i>clausus</i> FUCHS. Leitwang.<br/>         „ <b>9.</b> <i>Adeorbis subalpinus</i> nov. spec. Leitwang.<br/>         „ <b>10.</b> <i>Adeorbis subalpinus</i> nov. spec. San Giovanni Ilarione.<br/>         „ <b>11 a u. b.</b> <i>Natica globosa</i> GRAT. Reit.<br/>         „ <b>12 a u. b.</b> <i>Natica subalpina</i> nov. spec. Reit.</p> |
|--|---|









# Beiträge zur Geologie des Bayerischen Waldes.

Von

K. Oebbeke und A. Schwager.

## I. Ueber ein Gestein von Appmannsberg.

In dem im Allgemeinen an guten Aufschlüssen armen Waldgebiete des Ostbayerischen Grenzgebirges muss jeder neue Aufschluss, der durch Weg-, Bahnbauten oder Anlage von Steinbrüchen etc. geschaffen wird, von dem Geologen und Mineralogen aufs Freudigste begrüsst werden, da er denselben die Möglichkeit liefert zu eingehenderem Studium der gerade in dem bayerisch-böhmischen Grenzgebirge so interessanten geologisch-petrographischen Verhältnisse.

Der Liebenswürdigkeit des Herrn ECKERT, Direktor der Teisnacher Granitwerke, verdanken wir es, auf ein Gestein aufmerksam gemacht worden zu sein, welches nicht nur in geologischer, sondern auch in technisch-praktischer Beziehung allgemeinere Aufmerksamkeit verdient.

Das hier kurz zu beschreibende Gesteinsvorkommen befindet sich nordwestlich von Waldkirchen am nördlichen Ufer der Ohe südlich von Appmannsberg und ist durch eine grössere Steinbruchsanlage der Teisnacher Granitwerke erschlossen worden. Die geologische Uebersichtskarte von Bayern, Blatt Passau, gibt an dieser Stelle Lager-Syenitgranit an. Nach v. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges S. 286 besteht der Lager-Syenitgranit aus denselben Bestandtheilen wie der hornblendige Gneiss, und steht der hornblendige Granit in ähnlichem Verhältnis zu dem hornblendehaltigen Gneiss wie der Lagergranit zu dem Glimmergneiss. Unter den verschiedenen Modifikationen, welche v. GÜMBEL beim Syenitgranit unterscheidet, beschreibt er eine als aphanitischen Syenitgranit (ebenda S. 292), unter welchem Namen er alle Lager-Syenitgranite zusammenfasst, welche sich durch ein feines oder sehr feines Mengungskorn auszeichnen und weder grosse Glimmerblättchen noch Feldspathausscheidungen enthalten. Dieser aphanitische Syenitgranit besitzt eine hohe Dichte (2,9) und eine ausserordentliche Härte.

Mit dieser Beschreibung stimmt nun unser Gestein wenig überein; denn schon mit freiem Auge erkennt man in der licht-blaugrauen, feinkörnigen Grundmasse zahlreiche weisse Feldspäthe, welche eine Grösse von 1–2 mm erreichen,

und kleine schwarze Glimmerblättchen. Die Dichte beträgt im Durchschnitt 2,6. Neben dieser Ausbildung findet sich dann noch eine, welche sich durch feineres Korn, Zurücktreten der grösseren Feldspäthe, splinterigen Bruch, aschgraue Farbe und gelegentliches Auftreten von grösserem, schwarzem Glimmer kennzeichnet, sowie eine andere von dunkler fast schwarzer Farbe und äusserlich ganz dichter Grundmasse, in der wieder zahlreiche Feldspäthe, bis 5 mm gross, eingestreut sind.

Das erste Gestein (I) gleicht einem quarzarmen Mikrogranit (Quarz ist mit freiem Auge mit Sicherheit kaum wahrzunehmen), das zweite (II) einem mehr felsitischen Gestein, und das dritte (III) macht mit den in der dichten, dunklen Grundmasse eingesprengten weissen Feldspäthen einen durchaus porphyrischen Eindruck.

Diese drei Gesteinsvorkommen stehen genetisch in engster Beziehung. Darauf soll heute hier nicht näher eingegangen, sondern nur kurz die Befunde der mikroskopischen, chemischen und mechanisch-technischen Untersuchungen mitgeteilt werden.

Unter dem Mikroskop erkennt man, dass sämtliche drei Gesteinsvarietäten wesentlich aus Orthoklas und Plagioklas bestehen, welchen vereinzelte braune Glimmer, zum Theil in Chlorit umgewandelt, häufiger Chloritblättchen zwischen-gemengt sind. Die kleinen Feldspäthe, welche gewissermassen die Grundmasse ausmachen, sind vorherrschend Orthoklas, während die grösseren, einsprenglings-artig auftretenden Feldspäthe vielfach Plagioklas sind; letztere zeigen sich auch durchgehends bereits mehr oder weniger stark angegriffen. Quarz erscheint zuweilen in kleinen Körnern oder auch bei mehr porphyrischer Ausbildung in solcher Form, wie man ihn in den Quarzporphyren zu sehen gewohnt ist. Meist tritt er ganz zurück. Mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspath sind in dem Gestein I oft ausgezeichnet entwickelt, weniger deutlich und erst bei Anwendung starker Vergrösserungen erkennt man sie in dem Gestein II. Epidot ist ziemlich verbreitet; Magneteisen stets vorhanden. Entsprechend dem schon äusserlich wahrnehmbaren Strukturunterschiede geben sich solche bei den drei Gesteinstypen auch mikroskopisch zu erkennen.

Der mineralogischen Zusammensetzung nach haben wir es also mit Gesteinen zu thun, welche zwischen Granit und Diorit zu stellen sind, und welche in ihrer Entwicklung dreierlei Modifikationen darstellen:

1. eine mikrogranitische mit reichlichen mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspath, besonders um den Orthoklaskrystallen (I),
2. eine solche (aplitische), in welcher die Strukturverhältnisse ähnliche sind, die Mineralgemengtheile aber durch kleineres Korn sich auszeichnen, und die mikropegmatitischen Verwachsungen sich erst bei stärkerer Vergrösserung zu erkennen geben (II),
3. eine porphyrische (lamprophyritische) (III).

Welchem Gesteinstypus sie speziell zuzutheilen sind, wollen wir heute unerörtert lassen; wir werden auf diese Gesteine bei einer anderen Gelegenheit wieder zurückkommen.

Die chemische Untersuchung der Gesteine ergab Folgendes:

	I	II	III
Kieselsäure . . . . .	62,51	73,34	66,64
Titansäure . . . . .	1,85	0,44	0,88
Thonerdeoxyd . . . . .	14,81	14,43	17,02
Eisenoxyd . . . . .	1,68	0,59	0,67
Eisenoxydul . . . . .	2,97	0,77	2,55
Manganoxydul . . . . .	0,64	0,24	Spur
Kalkerde . . . . .	5,04	3,52	3,55
Bittererde . . . . .	3,12	0,72	2,24
Kaliumoxyd . . . . .	2,03	2,61	2,06
Natriumoxyd . . . . .	3,49	2,58	3,88
Lithiumoxyd . . . . .	Spur	?)	Spur
Phosphorsäure . . . . .	0,51	0,13	0,06
Kohlensäure . . . . .	0,36	0,04	0,03
Wasser . . . . .	1,52	1,07	0,44
Dichte:	100,57	100,48	100,02
	—	2,669	—

\*) In den Alkalien von 0,25 gr kein Lithium nachweisbar.

Die Analysen bestätigen das Vorhandensein von Kalk-Natronfeldspath und das Zurücktreten der glimmerigen, resp. chloritischen Bestandtheile in dem Gestein II gegenüber denen in den Gesteinen I und III. Die Gesteine sind anzusehen als saure Ausscheidungen (Schlieren) in dem basischen Hauptgestein.

Die mechanischen Prüfungsergebnisse, vorgenommen mit sechs Würfeln von je 6 cm Seitenlänge des Gesteins I, ausgeführt im mechanisch-technischen Laboratorium der k. Technischen Hochschule, waren folgende:

Würfel	Spez. Gewicht	Abnützung für 200 Umdrehungen der Gusseisen-scheibe im Normalradius von 49 cm					Druckfestigkeit in kg pro □ cm	Bemerkung
		I. Mal	II. Mal	III. Mal	Mittel nach			
		gr	gr	gr	Gewicht gr	Volum ccm		
a	2,66	7,4	7,2	7,5	7,4	2,8	2670	Gleichmässiges festgeschlossenes Gestein. Bruch der sämtlichen Probestücke gleichmässig verlaufend.
b	2,66	7,5	7,5	7,3	7,4	2,8	2600	
c	2,65	7,4	7,3	7,8	7,5	2,8	2710	
d	2,66	7,2	7,1	7,5	7,3	2,7	2730	
e	2,66	7,2	7,8	7,6	7,5	2,8	2780	
f	2,66	7,7	7,3	7,6	7,5	2,8	2650	
Mittel	2,66				7,4	2,8	2650	

Aus diesen ergibt sich:

1. Eine grosse Druckfestigkeit und 2. eine geringe Abnutzbarkeit, Eigenschaften, welche das fragliche Gestein in hohem Grade zu Pflastermaterial geeignet machen. Hiezu tritt noch ein anderer, nicht unwesentlicher Vorzug, nämlich der, dass sich aus dem Gestein infolge gleichmässigen flachen Bruches Würfel etc. schlagen lassen mit nahezu ebenen Flächen, wodurch bei Verwendung als Pflaster-

material die Pflasterfugen ganz minimale werden, und eine sehr ebene Oberfläche entsteht, welche also beim Befahren mit Fuhrwerken geräuschloser wirken muss, als bei einem Pflaster, welches diese Eigenschaft nicht besitzt.

Die mineralogische Zusammensetzung sowie die Struktur der Gesteine lassen ein Glatwerden, wie es z. B. bei Basaltpflaster, besonders bei selbst schwach geneigten Strassen, gern auftritt, nicht befürchten.

Der geringen Abnutzbarkeit wird auch eine geringere Angreifbarkeit durch die Atmosphärlilien entsprechen, ein Vortheil, der z. B. bei Beschotterung mit diesem Material auf Bahnstrecken in Betracht kommt, weil dadurch die Schotterdecke länger durchlässig und die Schwellen wegen der trockenen Lagerung auch länger haltbar bleiben.

Ueber die Gesteine II und III liegen noch keine Prüfungsergebnisse bez. Druckfestigkeit und Abnutzbarkeit vor. Dass diese aber ebenfalls günstig ausfallen dürften, kann nach dem mikroskopischen Befund wohl mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden.

Durch den Aufschluss bei Appmannsberg ist also wieder der Beweis geliefert, dass sich in Bayern immer noch weitere nutzbare und praktisch höchst werthvolle Gesteine auffinden lassen, welche z. B., wie in dem vorliegenden Falle, als Pflaster- und Schottermaterial eine hervorragende Bedeutung erlangen dürften.

