

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 Bergrheinfeld, 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 Bergrheinfeld vorkommen, durch eine Anzahl neuer Beobachtungen bereichert (Taf. III—VI) und eine Erklärung dieser merkwürdigen Gebilde versucht worden, welche sich engstens an in netterer 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 Muschelkalks 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 Hauptmuschelkalks, 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 Bergrheinfeld.

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 vereinzelten Bändern schwach dolomitischen Anhydrits.

In 40 u. 45 cm von der oberen Grenze zeigen sich zwei horizontale Fasergypsgänge, 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 Zerreiessungsspalten; 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 abstösst 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 Capitel 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 Kleinglangheim 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 Spaltenaufrisses 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 Gypslagergänge 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 Zerspaltungsgänge 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° 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° 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 Anhydritlinschen, 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, grobkrySTALLINISCHE 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, grobkrySTALLINISCHE 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.

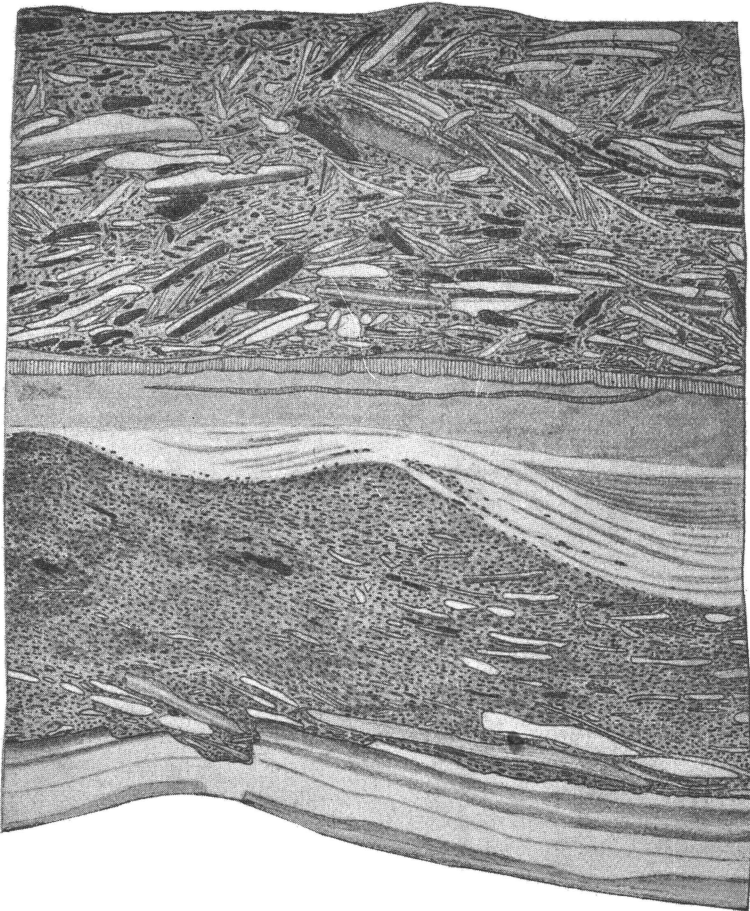
9,58—9,95 = 0,37 m hellerer Dolomit mit sehr gering hohen, langgezogenen Schmitzen von Anhydrit; hier zeigen sich fünf Horizontalspalten mit thoniger Asphalteinlagerung und niedrig vertikaler Stylolithenbildung; desgleichen zeigen sich schief aufsteigende Spältchen mit stylolithenartigen Suturen.

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 angenagt 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 Abnagungsspur 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 wirt, 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.

Ablagerungsbrecce 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 Bohrkernoberfläche 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 wirt; 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 hiermit 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 Styolithenzacken 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 befolgende 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 abgelenkt 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 Berggrheinfeld (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 oberem 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 blätterig-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 Fasergypsspalten 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 auskelt.

12,18—13,23 = 1,05 m dunkelschwarze, stark dolomitische, fest gebundene Thone bzw. 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 Gypselag; 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 beigefügt 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 Fischechuppen (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 Gypslagergänge; 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 Profillfolge 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 Profillfolge bildet; er beginnt mit einem 67 cm messenden, durch ganz feinschichtige Thoneinschlüssen 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 gefältelter, zum Theil vergypster Anhydrit, oben durch eine thonige, unten durch eine 1 cm starke, durch feine Anhydritvertheilung gleichsam feinsandige Lage abgeschlossen.

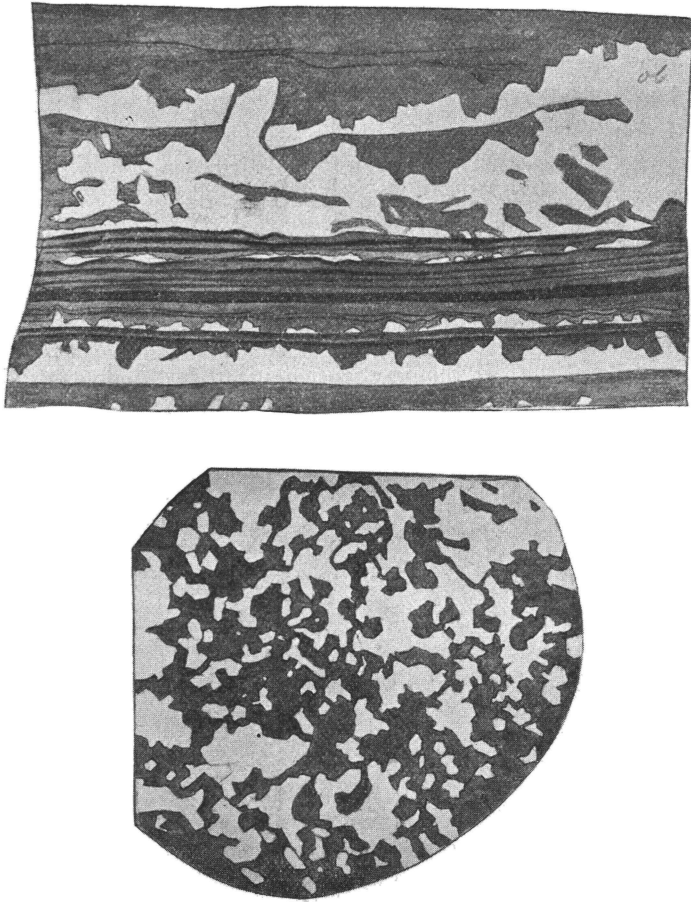
18,335—18,935 = 0,60 m zum Theil dunkler feingestreifter, zum Theil hellerer dichter, im Ganzen kompakter Anhydrit, wie die Schichten über der eben besprochenen Zwischenbildung.

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 stehend säulen- bis tafelförmige Krystalle, Zwillingbildungen 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 ersterem 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 Mellrichstadt aus diesem Horizont zu Tage gefördert hat (vgl. VON AMMON, Geogn. Jahreshefte 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 Grenzschiebt 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 gefälte 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 Bohrernstelle 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 Gypsausfüllung 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 gefalteten 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, ausgelaugt und durch Gyps ersetzt ist.

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

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 vereinzelt dolomitische Schmitzen, sowie etwas stärkere Thonanreicherung; die Lagerung ist nicht ganz horizontal; durch horizontale Rutschungen und anschliessende Vertikalzerklüftung erscheint der Anhydrit etwas zerissen; 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; vereinzelte 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 Fasergypsaufriessen; 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 vereinzelte 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 horizontalflaseriges 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 Vergypfung 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 Störungerscheinung vorliegt, sondern die Rutschungsvorgänge primäre waren.

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

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 Fasergyps 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 Gypslagergängchen. 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 Fasergyps 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 Fasergypsäderchen 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-krystalline 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 krystallinen 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 Fasergypsspältchen geädert.

2,32—2,35 = 0,03 m dolomitische Zwischenlage mit mehreren horizontalen Fasergypsgängchen, 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 ausgelaugt; 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 Bergheinfeld.

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 Gypsbelag 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 Ineinanderfüngung 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 vereinzelter, fast capillarer Vertikalspältchen äussert; das Gestein ist von dichtem gleichmässigem Gefüge, blaugrauer Farbe, muschelrig 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 ausgelaugten 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 CO₂-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 feinkrystallinem, kohlenurem Kalk; die unmittelbar und ohne jede Horizontalfuge oben und unten anliegenden Gesteinspartien dagegen einen Belag von viel grösser auskrystallisiertem 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 Auskrystallisation nicht erklären, drittens ist hiernach kaum denkbar, dass die erwähnten Färbungsgrenzen auch so scharf die der Auskrystallisation 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 Verdunstungsfläche der kleinen Spalten den Krystallbelag bildet. Hierbei ist zu bedenken, dass wahrscheinlich die Wasser geringen 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 Auskrystallisiren 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 auskrystallisiren 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 nun 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 grossspäthigem 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 schief 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 Kerns 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 Styolithensuturen 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 Styolithenzähnen 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 zersplissen scheint. Wie bei Styolithensuturen schon oben beobachtet, fand auch hier eine bedeutende Auflösung des dazwischenliegenden Gesteins statt, und es ist besonders zu erwähnen, dass starke Thonkappen auf den Styolithenköpfen 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 Sutura 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 Unzahl fast capillarer Parallelspältchen, 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 schief in den Kern herein, der andere beginnt an nahezu gleicher Stelle im Innern des Kerns mit einer besenartigen Anfangszerpleissung; während dieser in 20 cm Entfernung aus dem Kerne nach oben heraustritt, 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

weit 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 2,08 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 Gangende noch ein neuer Calcitspalt 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 Flusspaths. 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 Horizontalaufbrissen, 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 Styloolithensuturen 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 Gesteinsauffrisen, zum Theil als Spitzensuturen, zum Theil als Styloolithensuturen entwickelt (vgl. Taf. I Fig. 2, $\frac{2}{3}$ nat. Gr.).

Diese Schicht erheischt noch eine eingehende Detailbeschreibung; sie sollte eigentlich in zwei getrennte Profilbeschreibungen 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, vereinzelt 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; an 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 Farbenstreifen 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 Styloolithen 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 verschieben 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 Bohrerkerne 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 Encrinusstielgliedern 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.

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.

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 Wellenkalk 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.

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

3,38—7,23 = 0,85 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.

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 Priesenstadt-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. Jahreshefte, 1900, S. 123). Die Entfernung von Bergtheinfeld 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 Aufriesspalten 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 Bergheinfelder Profil näher beschrieben haben: Niederschlagsbildungen von Anhydrit, welche, am Boden weiterwachsend, allmählich zu grösseren Krystallen von Anhydrit sich ausdehnen, deren Weiterwachsthum 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 Bergheinfeld.

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 Auflösungsrückstand 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 auszu-ebnen, 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 Bergheinfeld 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 Erdpech 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 Zerreiessungsspalten 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 Malden 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 kegelartige, 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 vereinzelte 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 dolomitischen 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 Kernes 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 Anhydritflasern hier zum Theil unregelmässig schief gelagert, trotzdem das Gestein völlig unberührt ist.

1,685—2,205 = 0,52 m mehr anhydritisches Gestein; die Anhydritflasern 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 unmerkbar, 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 hellfleisohrothen 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 blätteriger (anhydritischer) Thon. — Sowohl in der mittleren Partie, als auch abwärts von der blätterigen 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 Glimmerreichthum; 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 Bergheinfeld 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 Salzkryställchen nach gegebenen Zerreissungsspältchen zusammengezogen hat. Wenn dies auf gewisse sekundäre Wirkungen schliessen lässt, so ist doch sofort zu sehen, dass diese Spältchen 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 angenagt 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 Steinsalzkristallwachstum 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 Fläsern 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 Krystallriss. 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 kursirende 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 Bergheinfeld der 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. Anderseits läuft hier (vgl. tektonische Karte Südwestdeutschlands), senkrecht zu diesen Verwerfungslinien gerichtet, nahe zusammenliegend eine Synkinal- und eine Antiklinallinie hindurch, welche nach Südwesten durch eine Verwerfung Hengstdorf—Hall abgelöst scheint, die ihrerseits durch Querverwerfungen Hengstdorf—Crailsheim und Vellberg—Ellwangen seitlich begrenzt wird. Ein der Burgberner Synkinal-Antiklinalregion entsprechendes Gebiet erscheint jenseits Vellberg und zieht südlich vom Salzwirk Wilhelmsglück 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 Synkinalaxe 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 Bergreindorf 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.

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

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 Gabsattel), 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 Probegestein 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 hohen 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.

Etwa 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 bzw. sandigem Anhydrit, anhydritischem Thon und reinem, fleischfarbenem 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 Quarzsandeinschlüsse dar.

Bändern, mit entweder einseitig oder zweiseitig abfallender, diagonaler 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. geschiefertten, 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 Bergrheinfelder Profil zwischen Anhydrit und Dolomit S. 56 bezw. 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 aufgehenden 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 grösser 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 Bergrheinfeld 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 schief und unregelmässig horizontal gelagerte Zone aus Anhydritflasern, 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 Bergrheinfeld 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 ungebrosen 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 Zerreißung 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 hziehenden Synklinallaxe 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 Gekrösegypten 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 markiren.

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 Bergrheinfeld, 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 Fasergypsen, 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 veränderten 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 selbständigen 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 thatsächlich 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 CO₂ 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 Koprolithen 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 Bergheinfeld. 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 Bergheinfeld an gleicher Stelle der Fall und in nicht unbedeutlicher 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 „verletzt“ 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 Vertikalaufriß 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 Bergheinfeld 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 Verdunstungs Oberfläche 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.

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 Würfflächen 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 Stylolithenbildung in Dolomiten, Kalken und Kalkmergeln.

Zur Einleitung besprechen wir kurz zuerst die in den Kalkmergelschichten an der Basis des Hauptanhydrits zugleich mit Stylolithen vorkommenden Entkalkungsspalten des Profils Kleinlangheim und Bergrheinfeld. Es sind (vgl. Taf. III Fig. 1—3, Taf. V Fig. 7) dies horizontale Zerreiessungsspalten 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 ausgeagt; 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 angeagten 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 Vorrugungen 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 Stylolithen 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 Styrolithenverband 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 Styrolithenbildung plötzlich in den dritten Thonstreifen übergreift. Während diese die Horizontale beibehalten, überschneidet sie der Styrolithenzug. 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 Styrolithenbänder ein gleich gelagerter Anhydritstreifen. Dieser ist durch die Styrolithenköpfe, 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 Styrolithenbildung beherrscht, nur durch chemische Auflösung und zwar während der Entstehung der Zapfen verschwunden sein. Auch hierbei zeigt sich, da diese Ausmerzung 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 Styrolithenbildung an einer primären Thonschicht bei der Betrachtung des mit den Styrolithen 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 Styrolithenverband (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 Asphalttschicht 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 Enkelstylolithen 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 Wäzchen (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 Stylolithen, die wieder leicht abgesprengt werden etc. Die basalen Bänder wachsen kontinuierlich an Dicke, die Pechkappen sobald die Ablösung der Stylolithen 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 Mutterstylolithen, der auch noch die abgebrochenen kleineren Stummel späterer Generationen zeigt; wie er aber durch die an seiner Oberfläche stattfindenden Auflösungsprozesse 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 Wärzchen umgebildet (vgl. Textfig. 3 S. 78). Dass die Höhe der Mutterstylolithen dabei allmählich reduziert wird, ist natürlich, und es sind auch thatsächlich die erwähnten normalen Stylolithen 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 Stylolithenbildung auch zwischen Tochterstylolithen 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 Stylolithenbildung 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 Tochterstylolithen, welche sich verstärkend nach oben zusammenwachsen (Fig. 4c—4d) und daher nur den Eindruck einseitig nach unten gerichteter Stylolithen 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 Tochterstylolithen, entsprechend dem Pechband, viel schwächer als an dem Hauptsprungband (vgl. Nachtrag S. 90).

Die gegenseitige Gleichartigkeit der Stylolithen zeigt sich an den normalen Stylolithen dieser Zone auch in folgender Einzelheit: die Kappe reicht nämlich nicht in horizontaler Erstreckung bis zu der vertikalen Wand der Stylolithen, 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 Tochterstylolithen verschwunden.

Im Zusammenhang mit den eben erwähnten Thatsachen der basalen Absprengungen der Stylolithen 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 Stylolithen vom Hangenden her ungleiche Druckwirkungen ausgehen müssen, welche die weniger stark fortwachsenden Stylolithen 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 Stylolithen (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 Stylolithenzapfen 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 Stylolithenbildung 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 Stylolithen-Horizontalsprung, grössere vertikale und davon auslaufende rein diagonale Capillarsprünge zu bemerken sind. Dass auch die Vertikalzersprengungen bei der Stylolithenbildung 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 Stylolithenecken ablösen, solche auch beim Weiterwachsen der Stylolithen 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 Stylolithenköpfe 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 Stylolithen sind jene mit kleinen, rundlichen Wärcchen 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 Stylolithen 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 Stylolithenköpfen, 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 Wäzchen 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 Berggrheinfeld (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 Styloolithenbildung zeigen, oder auch typische Styloolithenform, sogar solche mit kleinen Tochterstyloolithen, 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 Nebenspältchen mit ihren kleinen Styloolithen; dass hier die Bänderung des Dolomits innerhalb der Styloolithen und Gegenstyloolithen 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 Styloolithen 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 „Pelomorphose“.

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 Styloolithen sehr regelmässig; es wiederholt sich auch hier die Erscheinung der abgesprengten Styloolithen mit eingeschachtelten Generationen. Es tritt hier, wie solches auch in den obersten Dolomiten vom Bergrheinfelder Profil beobachtet wurde, die Erscheinung einfach hängender Styloolithen (von der Pechkappe eines grösseren) auf; es kann dies hier auf der proximalen Absprengung eines kleineren, normal umgekehrten Styloolithen 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 Wachsthum 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 Styloolithen sei (vgl. unten). Nach v. GÜMBEL ist die seitliche Rundung der Thonkappe und sogar der Thonüberzug der Vertikalfächen ein Beweis der Schleppung; für ihn ist aber nach dem scharfen Abstossen der Gesteinsstreifen um den Styloolithen herum dies Gestein fest, der Styloolith ist die durchgestossene weiche Masse! Nun verhalten sich aber die horizontalen Gesteinsstreifen innerhalb der Styloolithen genau ebenso; also war das Gestein auch hier fest, und es muss die Thonkappe mit ihrer Rundung bzw. 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 Stylolithen 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 Suturenzähne nur einen verschwindenden, die Zacken selbst aber einen starken Thonüberzug haben; desgleichen sind die Thonkappen typischerer Stylolithenzapfen, statt beiderseits von gerundeten Wärcchen des Gesteins, mit spitzeren Zäckchen angestochen. Man glaubt hier Uebergänge von Stylolithen und Drucksuturen vor sich zu haben. Ein solches Suturenband mit mehreren typischen Stylolithenzapfen zeigt an mehreren Stellen eine völlige Durchbrechung von Geröllen, ohne dass die durchbrochene Masse vor der Kappe der Stylolithen erhalten wäre. Die grosse Ungleichmässigkeit der Struktur dieses Fragmentkalks ist offenbar Ursache an der, wenn nicht gerade auffälligen, so doch immerhin hervorzuhebenden Unregelmässigkeit der Stylolithen.

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 Stylolithenbildungen 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 Pétrefakten 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 Stylolithenbildungen folgen. Ich schliesse daraus, dass es an primären Thonzwischenlagen überhaupt nur selten Anlass zu Stylolithenbildungen gegeben haben könne, wie das früher angenommen wurde; denn an diesen Zwischenlagen fehlt die Hauptvoraussetzung der Stylolithenbildung, 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 Stylolithenbildung anknüpfte. Wir haben in Taf. V Fig. 1, a—d vier horizontale Querschnitte durch einen solchen Calcitgang, der durch einen fast senkrecht durchkreuzenden Stylolithensprung auffällig angegriffen ist (Taf. V Fig. 2, nat. Gr.).

Die Stylolithen 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 Styloolithen etwa ca. 45° 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 Styloolithenbildungen 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 Styloolithenkopf an den Calcitgang anstösst, was auch Auflösungserscheinungen am Styloolithenkopf selbst beweisen würde. — Fig. 3a zeigt auch das Eindringen von liegenden Styloolithen 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 Styloolithen; auch in den obersten Kalkschichten des Wellenkalks, welche ich für Vertreter der Schichten mit *Myophoria orbicularis* betrachte, fanden sich solche, deren Styloolithen, 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 Styloolithen immer unter oder über jenen beobachtet wurden. Ausserdem zeigt sich hier (vgl. Taf. VI Fig. 6a) eine Durchkreuzung mit einer horizontalen Styloolithenspalte, 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-Anschliff, 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 Styloolithen 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 Styloolithen 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 Styloolithen 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 drucksuturartigen 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 Styloolithen 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, feinclirte 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 präparirte Styloolithenspaltfläche, und zwar die des untersten Styloolithenzugs von Taf. IV, Fig. 1, von unten gesehen; auf dem erhöhten (eigentlich eingesenkten), mit einer stark gestreiften Styloolithenseitenwand 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 Styloolithen, dessen Stammaxe der langen Styloolithenseitenwand ungefähr parallel läuft; dieser entspricht auch die Längsaxe des grossen freien Styloolithen, 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 Styloolithen dar (vgl. Taf. VI, Fig. 1—4). So weit der oben erwähnte, verästelte Styloolith in der Figur hell ist, so weit ist er ein unberührter, nur bei der Präparation quer durchgebrochener Styloolith; soweit besonders die spitzen Seitenendigungen schwarz sind, liegt eine Pech-Schaltsole 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 Sprungstyloolithen 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 Styloolithen anzufügen; sie besteht aus oft continuirlich von oben nach unten über die Seitenfläche ziehenden Leistchen 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 Styloolithen 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 Styloolithenzapfen 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 Styloolithenzuges zeigt ähnliche eckige Umrisse der Styloolithen; dies zeigen auch Styloolithen 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 bzw. -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 Stylolithenbildung eine Anzahl neuer That-sachen festzustellen, welche uns zwingen, die Meinung der wesentlichen Identität von Stylolithenbändern und Drucksuturen, welche ganz isolirt SUESS und FUCHS entgegen QUENSTEDT, PLEININGER, BEYRICH, THURMANN, MARSH, GÜMBEL und ROTHPLETZ ausgesprochen haben, für richtig zu halten; es wird, wie mir scheint, somit endgiltig das Erscheinungsgebiet der kleinsten Gesteinsveränderungen an Klüften, welchem nach den eingehenden und grundlegenden Untersuchungen von A. ROTHPLETZ die Drucksuturen angehören, um ein ferneres Glied erweitert, dessen Wirkungen selbst in fast ungestörten Schichtencomplexen bis in die grössten bei uns beobachteten Tiefen hinabreichen. Die neuen That-sachen sind im Wesentlichen folgende:

1. In den mit der Stylolithenbildung 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 Gesteinsauflösung 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 Zerspaltungsspalte angrenzenden Gesteinsmassen weder innerhalb noch ausserhalb der Stylolithen eine Spur einer Schleppung der aneinander stossenden Horizontalstreifen der Gesteine, weiter keine Spur einer Ausbiegung oder seitlichen Ausquellung über dem Scheitel der Stylolithenköpfe, kurz, kein Anlass zu der Annahme vorliegt, dass das Volumen des durch den Stylolithenzapfen 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 Stylolithen 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 jedenfalls 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 Stylolithen 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 Stylolithen 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 Stylolithenbändern zeigte sich eine Altersverschiedenheit beider derart, dass die liegenden durch die stehenden auseinandengerissen 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 Stylolithen schon widerstand, oder als festere Masse eingedrungen war und so den Seitendruck zur Bildung der liegenden Stylolithen 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 Stylolithenbändern in drucksuturartiger Spaltenverzahnung mit steileren Wänden und Pechkappen, desgleichen von Stylolithenbändern 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 Stylolithen 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 Stylolithenbildung, welche auf das Innere eines aus seinem normalen basalen Zusammenhang „ausgeschalteten“, ursprünglich höheren Styloliths beschränkt ist, kann nur auf Grund der Auflösungstheorie unter Voraussetzung einer allmählich fortschreitenden basalen Absprengung daselbst stets neugebildeter, kleinerer Stylolithen erklärt werden; hängende Stylolithen 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 Stylolithenbildung.

Wenn wir nun zu den Entstehungshypothesen selbst übergehen, so hat FUCHS, wie oben schon berührt, zur Erklärung der räthselhaften Abwechslung der Stylolithenzacken 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 Stylolithen 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 Stylolithen (ROTHPLETZ). Eine grosse Zufälligkeit muss diese Auffassung für die Deckelstylolithen 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 Styolithenbildung 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 Zersprengungen, 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 gespalteten 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 Styolithen, 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 Styolithen 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 Uebersprünge 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 Zerreißen 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 Uebersprünge über eingeschaltete festere Lagen hinüber) oben und unten alternirende Gesteinsbeschaffenheiten zusammensetzen, 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 Auflösungsvorgang 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 Styolithen 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 „Überschneidungszer Sprengung“ 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 kohlensäurehaltigem 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 alternirend auch nach der entgegengesetzten Seite vor sich geht und gehen muss. Die Seitenwände des Styolithen sind also die durch die alternirende 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 Sprünge 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 Wachsthum 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 Vertikalzersprengung 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 mitabgerissen 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 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 Bliesgend 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 Oolithenlagerungen 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 Fasergypsgängchen, 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 Anhydritkerns 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 Wilhelmsglück 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 gypsigt-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 Wilhelmsglück 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 „Maserirung“ 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. AMMON's hervorgeht, Rutschungen im Röthelschiefer 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 Bergrheinfeld 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 Bergrheinfeld, 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 etwaigen, 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 Hauptanhydrit	} 36,342			13,23 33,035			8,43 9,33				
Dol. (+ Anh.)	2,37	} 6,245		1,65	} 3,89 (+ ?)						
Kalk + Ool.	3,875			2,24							
Dol.	0,425	} ↔		0,45	} 7,345						
Anh.	0,26			0,50							
Anh. (+ Th.)	0,465	} ↔		0,45	} 42,60			} 38,81			
Th. + Anh.	0,535			0,94							
Anh. (+ Snd.) + Thon	0,72	} ↔		0,08	} 6,543			} 51,03 und 48,14 gegen 50,96 in Kleinlang- heim und 58,60 in Bergheinfeld			
Anh.	0,45			(+ Thon) 0,685							
Thon + Snd.	0,20	} ↔		0,16	} 7,345						
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	} ↔		0,40	} 42,60			} 38,81			
Th. + Dol. (+ Snd.)	0,10			← Störung →							
Anh. + Th.	0,10	} ↔		— Thon 0,27	} 6,543			} 7,345			
Th. + Sd.)	0,665			(+ Th. 0,08) a. d. u. Gr.							
Anh. (+ Dol.)	0,80	} 6,543		1,22	} 7,345						
Anh. + Th. + Sd.	0,10			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. + Th.	0,12							
			Anh. (+ 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 0,35 0,03	} 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					

Thon- und Sandeinlagerungen von Kleinlangheim im Bergheinfeldprofil fehlen, da ist die Mächtigkeit der anliegenden Complexe 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 angeschlossener Zone abgerollter Dolomitbröckchen einschliesst. Die mittlere Partie des Complexes von Bergheinfeld 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 vermuthete 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 salzföhrnden 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-dolomitischen 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 Niveauretreter 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 Anhydrits des Salzes entsprechen, denen nur alle sandigen Beimengungen fehlen, wie sie das eigentliche Hangende des noch vorhandenen Salzes bei Bergheinfeld 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 Bergheinfeld 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 Einströmungen 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 Bergheinfeld 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 salzführenden 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 Salzmächtigkeit) 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 Wilhelmsglück, 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 Berggrheinfeld hat man als Vertretung der Salzmächtigkeit 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 Berggrheinfeld, 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 Berggrheinfeld; 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 zurückzuführenden Einschaltungen von Burgbernheim, Kleinlangheim und Berggrheinfeld 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 ausgehlichen, 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 Bergrheinfeld so mächtig werden liess. — Auf diese Senkung sind wohl auch die Fältelungserscheinungen der Thon- und Anhydritbänder in dem Salzhangenden zurückzuführen, welche bei Bergrheinfeld stärker sind (daselbst 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 Bergrheinfeld 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 (daselbst 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 Lagergächchen 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 Bergrheinfeld 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 Bergrheinfeld 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 mitteilt, 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 Wachstum 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 Wachstum 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 Salzkristalle in stärkerem Maasse hineingelangen, 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 Einmuldungszwischenräume 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 Thonneste von 2 m Höhe und ebenso viel Breite; es ist selbstverständlich, dass dieser Ueberraum sowie auch die ihm entstammenden Salz mengen 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 Salzkristallisationen 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 entworfenene 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 Würfelflächen 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 Faltungsprozesse 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 Anhydrits, 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 Anhydrits 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 Burgberheimer Profils 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 kleinkörniges, 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 Einstömungen kommt natürlich zuerst eine Quantität der Einstömungsgewässer 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 Berg Rheinfeld 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 Anhydrit-hutes 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.

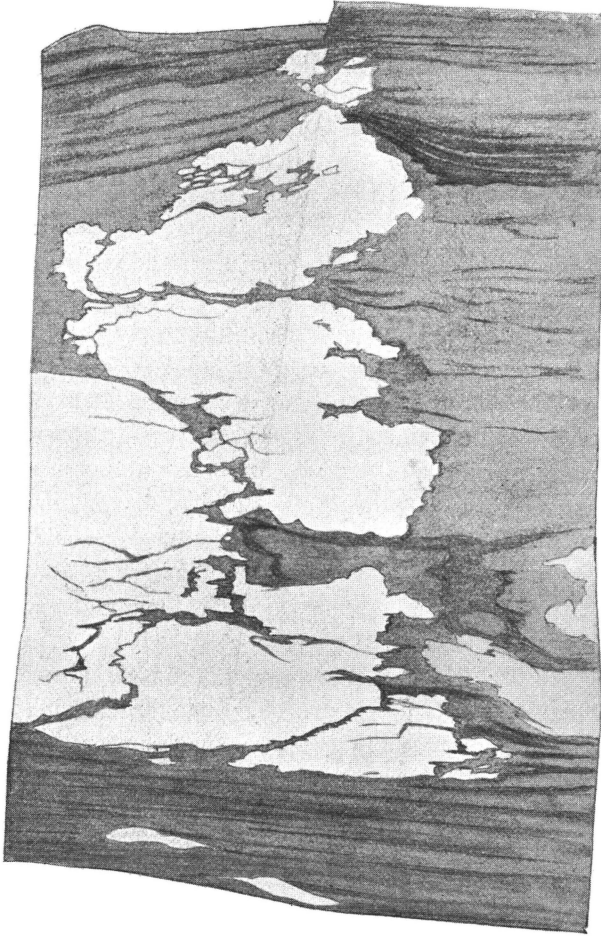
Wie ein Salzlager aussehen müsste, welches wirklich aus der Verdunstung des Sammelwassers in abflusslosen Becken in Wüstenzonen entstanden wäre, dafür könnte annähernd das mittlere Salz von Heilbronn als Vorbild dienen; nur haben wir hier ausnahmsweise rasche Salzconcentration in Folge der thatsächlichen 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 Bergheinfeld, als Unterlage des Ooliths eine zertrümmerte Dolomitschicht, deren steil stehende Faltungszerrümmung auf eine tektonische Oberflächenverringering, d. h. Verflachung einer älteren, faltigen Erhebung, auf eine Senkung hinweisen kann. Hierdurch wohl kommt es, dass auch im Beckeninern, 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 Bergheinfeld 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 Halbhydrat 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 übertragende 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 Berggrheinfeld; 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 graupelnartigen 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 Zusammenwachsthums, 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, anderseits 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 Wachsthum von bodenständigen Centren in die überlagernde klare Lösung hinein, die bei geringem, durch horizontale Anschwemmung beschränktem Seitenwachsthum 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 Schlamm-masse 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 Mellrichstadt 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 ungetrübten 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 Berggrheinfeld.

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 Charakterisirung 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 Wachsthumns 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 gefältelten 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 Linsenwachsthumns 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 Zerreissungen 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 Berggrheinfeld 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 Betheiligung 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 hinausschossen, 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 ausgehnteren 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 Bliesegend 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 Wellenkalke hat offenbar hierin ihre Entstehung und nicht, wie EB. FRAAS meint, in einer sekundären Druckerscheinung (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 versteinungsleer erscheint, und die versteinungsführenden 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 bestätigten 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

Dr. Otto M. Reis, Der mittlere und untere Muschelkalk im Bereich der Steinsalzbohrungen zwischen Burgbernheim und Schweinfurt	23—127
(Mit 6 Tafeln.)	
Spezieller Theil.	
I. Profil von Bergheinfeld	24—48
1. Der mittlere Muschelkalk von Bergheinfeld	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.	
2. Der untere Muschelkalk und das Röth von Bergheinfeld	41—48
A. Myophorienschichten S. 41. B. Die Region der Schaumkalkbänke S. 41 bis 46; bänderweise Spaltenbelage 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
II. Das Profil von Kleinlangheim	48—57
A. Dolomit- und Mergelunterlage des Hauptanhydrits S. 49—51; Styolithen 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.	
III. Profile von Burgbernheim und Schwebheim	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.	
1. Die Zerspaltungerscheinungen an den erbohrten Gesteinen	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.	
2. Drucksuturen- und Styolithenbildungen in Dolomiten, Kalken und Kalkmergeln	67—80
Entkalkungsspalten S. 67—68, Taf. III Fig. 1 und 2; Styolithen mit Entkalkungsspalten S. 69, Taf. III Fig. 3 und Taf. IV Fig. 1; ausgeschaltete Styolithen mit eingeschachtelten jüngeren Generationen S. 70 Taf. VI Fig. 1—4; Gegenseitigkeit der Styolithen 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 Styolithen S. 75, Taf. V Fig. 5 u. Taf. I Fig. 2; Fehlen der Styolithen im eigentlichen Wellenkalk S. 75; liegende Styolithen an Vertikalspalten S. 75—76; Styolithen im Plattendolomit und Knotenschiefer von Mellrichstadt S. 77, Taf. IV Fig. 3 u. Taf. V Fig. 4; Form der Styolithen S. 77—79, Textfig. 3 S. 78 u. Taf. V Fig. 6; seitliche Riefung der Styolithen S. 74—80.	
3. Ueber die Entstehung der Styolithen	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 Styolithen nach der Auflösungstheorie, Zusammenfassung der Theorie im Anschluss an Taf. VI Fig. 7a—b, S. 88—89; Beziehung der Styolithen (Styolithensuturen) zu Drucksuturen (Spitzensuturen) S. 89—90; Styolithen in Carbonatgesteinen mit Anhydriteinlagerungen S. 90 Anm.; Nachtrag, Beziehung von Pechkappen zu den vereinzelt mit ihnen auftretenden Entkalkungsbändern S. 90—92; Styolithen in den oolithischen Trochitenkalken der Saar- und Bliesgegend S. 92; Beziehung zwischen Petrefactendeckeln und Seitenriefen der Styolithen S. 92.	
4. Zur Stratigraphie des mittleren und unteren Muschelkalks	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 des 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.	

	Seite
5. Ueber die mögliche Bildungsart der Schichten der Anhydritgruppe des Wellenkalks und Röths	103—119
Verdunstungsversuch von A. SCHWAGER S. 103; Vertikalwachsthum 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, Linsenwachsthum 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. Dolomitbreccie mit überlagerndem Oolithmergel von der oberen Grenze des Salzhangenden und der unteren Grenze des Hauptanhydrit-Liegenden von Bergheinfeld (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 durchtränkbareren 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 Bergheinfeld 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 Bergheinfeld; beiderseits zusammenschliessendes Bild einer Oberflächenzone des Bohrkernes in 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 Styolithen, 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 Krystallwachstum, 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 Dolomitanhydritband, 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 auskrystallisirt; 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 Verständnis 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 Bergheinfeld darstellt.

Fig. 4 zeigt eine Zone aus dem Wellendolomit von Bergheinfeld; es zeigen sich verschiedene 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 Bergheinfeld, 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 styloolithenartigen 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!) Styloolithenbildungen 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 Styloolithenbildung ureigenen Thonpechkappen und den ihr nur sporadisch zuständigen Entkalkungsspalten*) (vgl. Taf. IV Fig. 1). Diese Deutung wäre auch in Uebereinstimmung mit dem Erklärungsversuch der Styloolithen 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 Styloolithenbildung an solche Auslaugungs-, Veränderungs- und Infiltrationsbänder würde auch die Entstehung senkrechter Styloolithenspalten 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 Styloolithen 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 Styloolithenbandes 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 alternierend auf der Innenseite der die Styloolithenköpfe sonst nur bedeckenden Pechkappe liegen können, dass die die Styloolithenbildung 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 Pechsohle „ausgeschalteten Styloolithen“ 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 „Sprungstyloolithen“, 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 Bergrheinfeld. 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 Styloolithenspalten und unter anderen Begleiterscheinungen entstanden; es mögen die Temperaturverhältnisse und die Lösungsstärken schon von vorneherein etwas verschieden gewesen sein; für die Styloolithenspalten 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 kohlsäurehaltige Wasser war hier, wie dies die Kalkmergel von Bergrheinfeld und Kleinlangheim tatsächlich 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 Bergrheinfeld. 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 1a, 1b und 1c rechts angedeuteten Punktlinie; die Pechkappen sind hier im Gegensatz zu Fig. 1 ganz schwarz gehalten. (Nat. Gr.) S. 43 und S. 69.

Fig. 3a und b; 3a zeigt vier an einer Kernoberfläche in das Calcitgangsystem (Fig. 1) eingesenkte Styloolithen nach der in Fig. 3b 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 Bergrheinfeld. (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 Styloolithenwachsthum „geschleppten“ Theile der Entkalkungslage. Während der Bildung der diese Ecksprünge erfüllenden Pechlage hat daher kein Wachsthum 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. 4 a—d. Aufeinanderfolgende Stadien der Entstehung der ausgeschalteten Styloolithen mit jüngeren Generationen im Innern. Bei 4 a erfolgt eine Absprennung der noch einfachen Styloolithen zunächst der Basis, die, wie alle späteren Absprennungen, offenbar durch ungleichmässiges Wachstum einzelner, auf einer einzigen Styloolithenebene befindlicher Styloolithen verursacht ist; bei 4 b 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; 4 c zeigt die weitere Ausgestaltung von Styloolithen an diesen Zersprengungen, besonders der herniederhängenden Tochterstyloolithen. 4 d zeigt die Entstehung weiterer basaler Absprennung 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. 5 a in der Mitte).

Fig. 5 a—f. Verschiedene, etwas vergrösserte Längsschnitte durch Styloolithen aus den Kalkmergeln von Kleinlangheim und Myoph.-Schichten von Bergrheinfeld; sie zeigen verschiedene Formen der Eckwinkelsprünge, zum Theil mit anschliessenden Styloolithen, und andere apicale Zersprengungen; es treten im Verlauf dieser Sprünge zweifellose Analogien mit der seitlichen Abdachung der Pechkappen bzw. der aussen anliegenden Gesteinsfläche auf; Fig. 5 a 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. 4 d).

Fig. 6 a—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. 6 b zeigt das Verhalten der Durchbrechung rechts, 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 repräsentirt 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. 7 a—e zeigt schematisch die Entstehung der Styloolithen. Die Complicirtheit der Styloolithenbildung schliesst aus, dass man es bei einem später Styloolithen erzeugenden Sprung, wie Fuchs 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. 7 a zeigt den erwähnten Sprung, Fig. 7 b 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 7 a ein embryonaler Styloolith mit schwacher Verschiebung der harten Ursprungslage. Fig. 7 d und e zeigen das weitere Wachstum, besonders die Entstehung der seitlichen Abdachungen und des Eckwinkelsprungs (vgl. S. 88). Fig. 6 f 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 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.

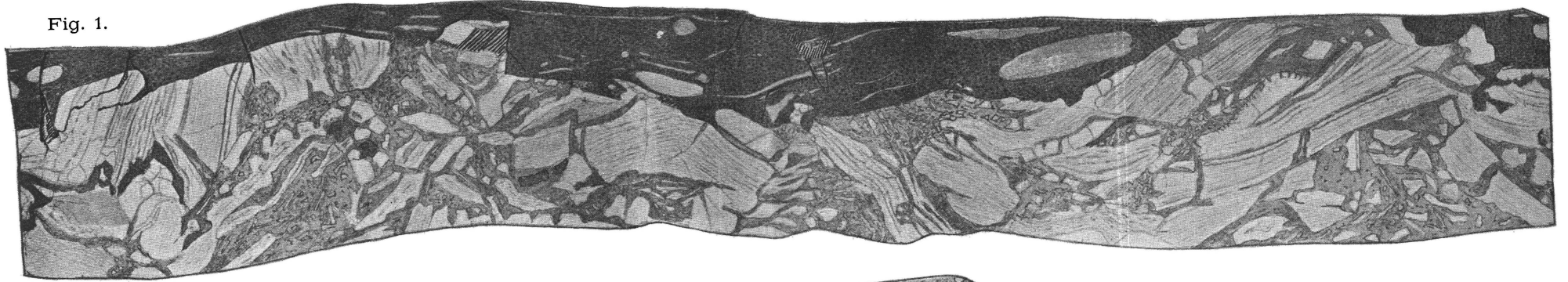


Fig. 2.

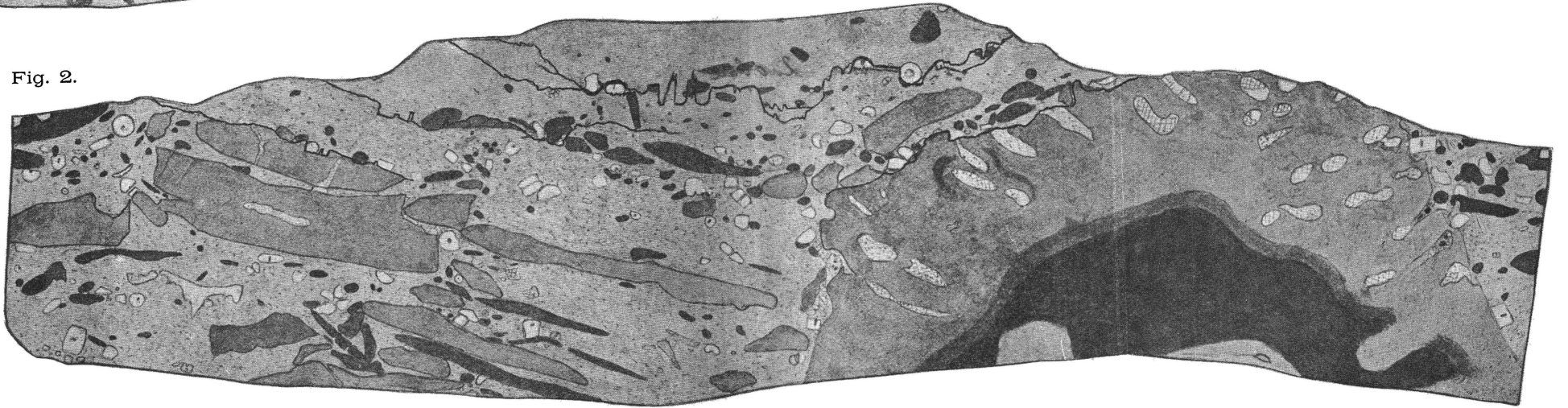


Fig. 3.

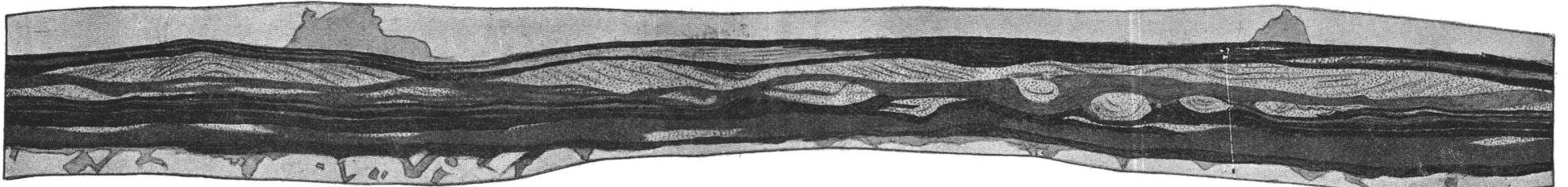


Fig. 4.



Fig. 5.

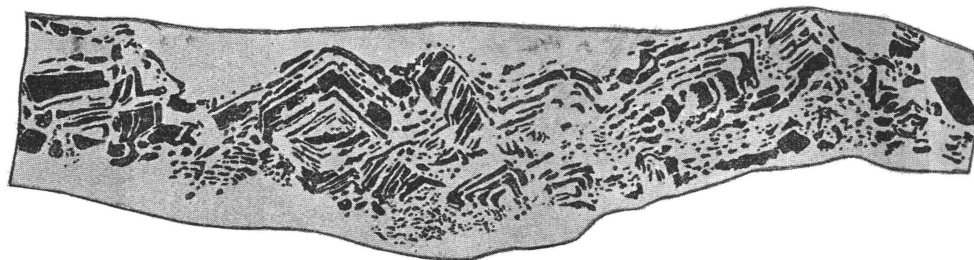


Fig. 6.

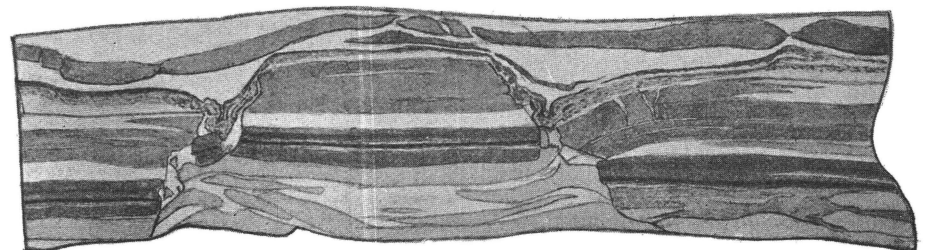


Fig. 1.

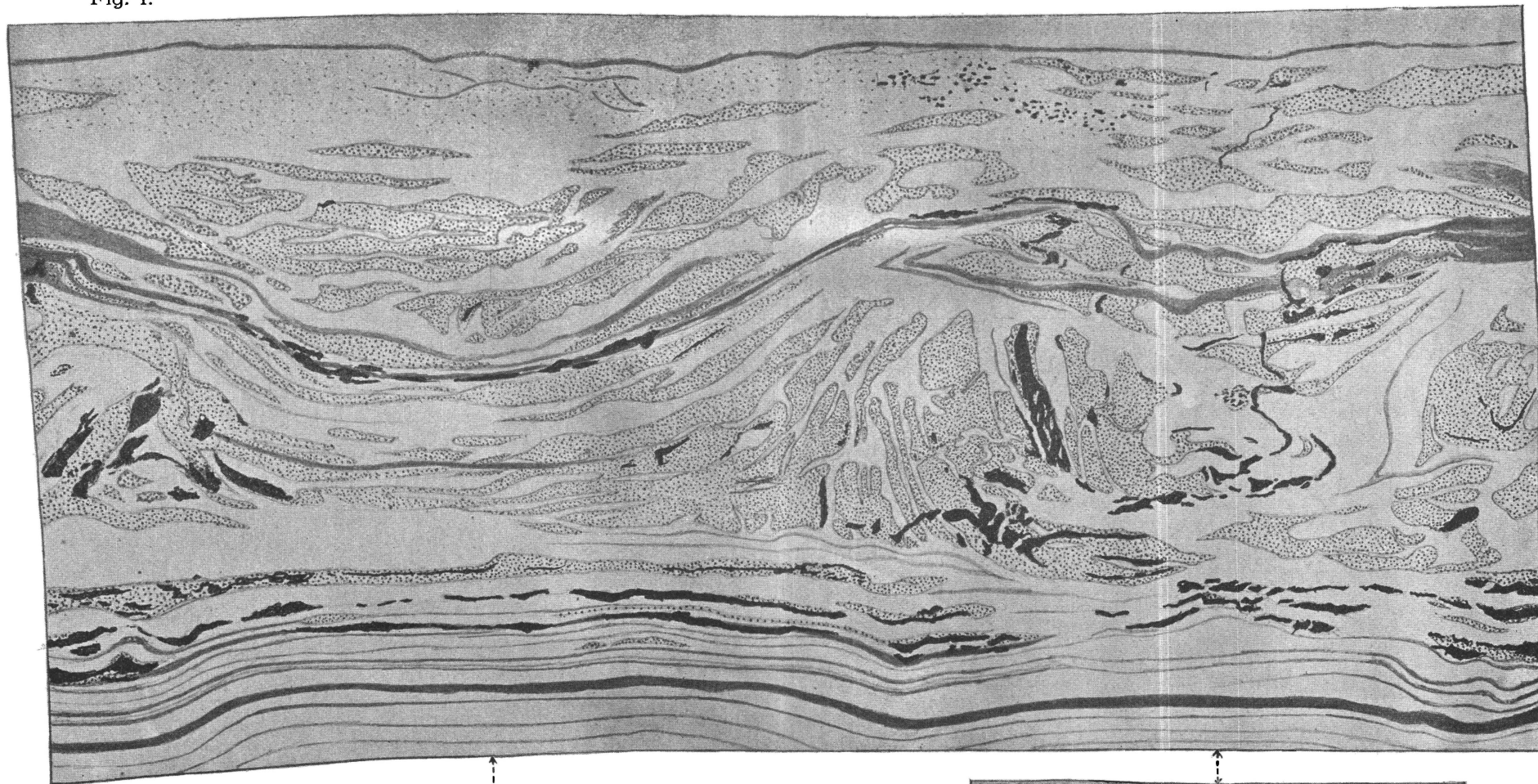


Fig. 2.

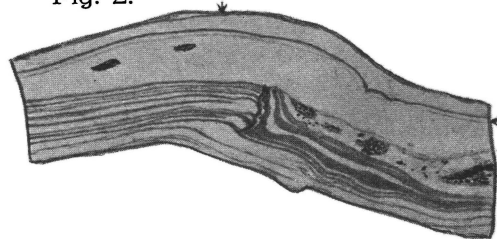


Fig. 3.

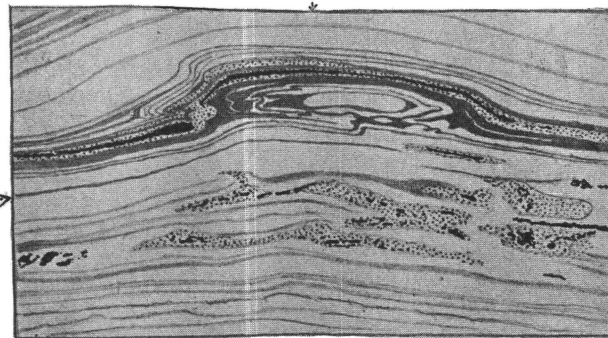


Fig. 4.

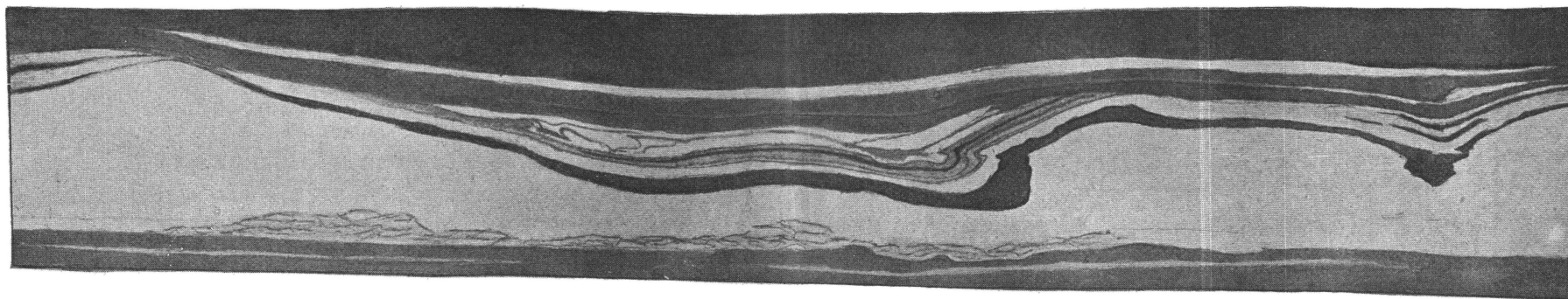


Fig. 1

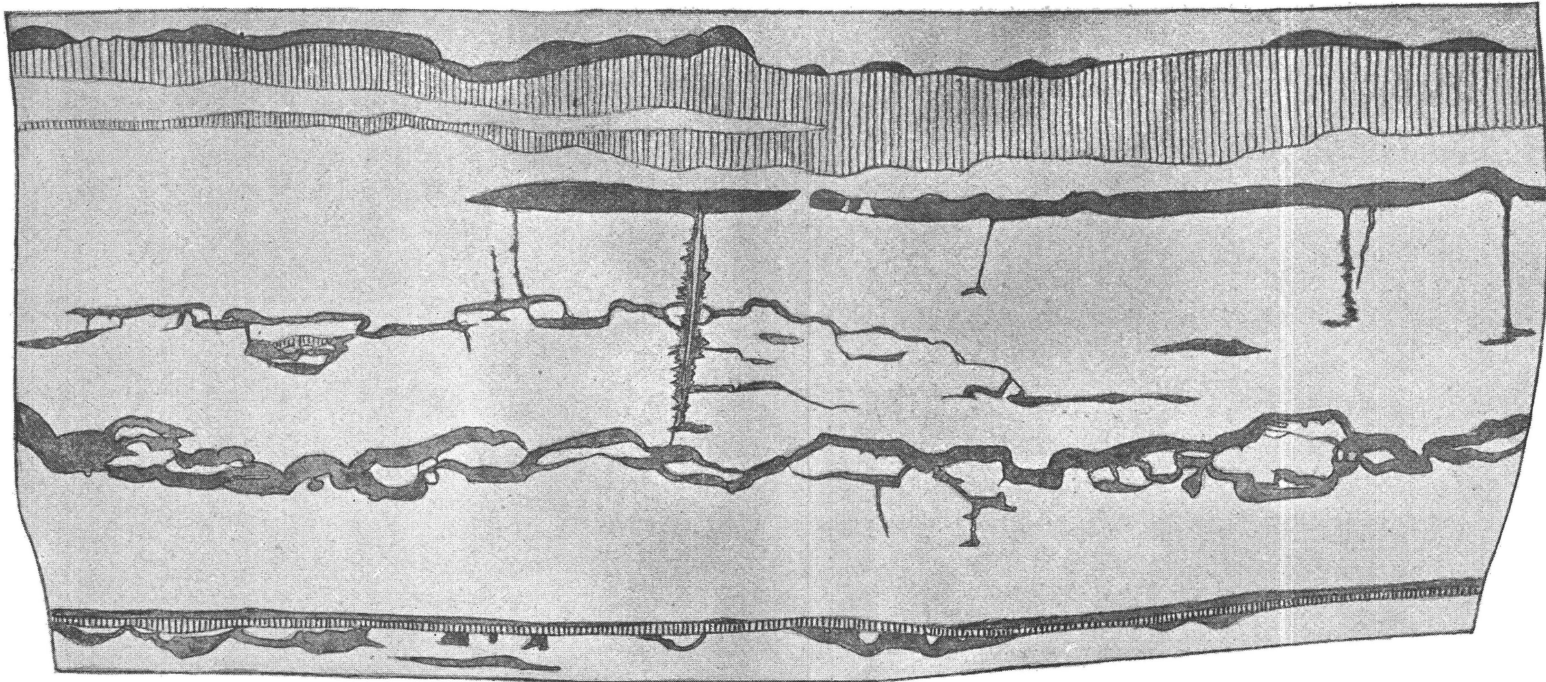


Fig. 2.

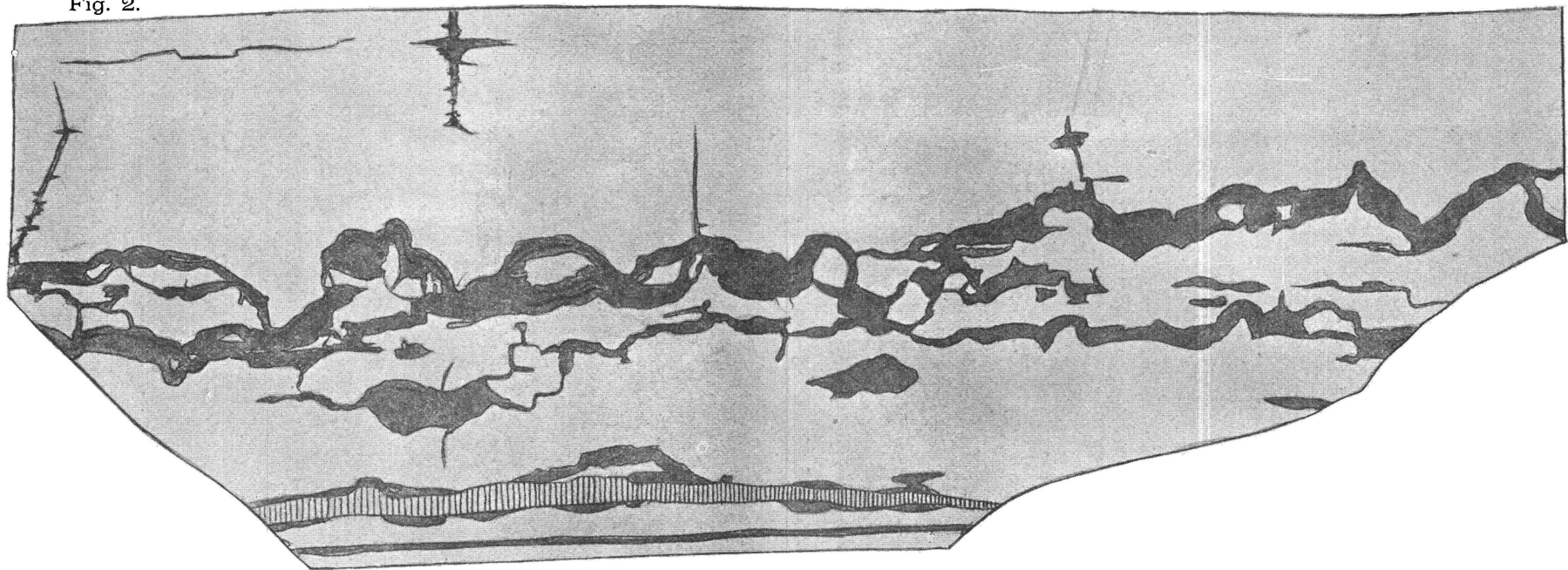


Fig. 3

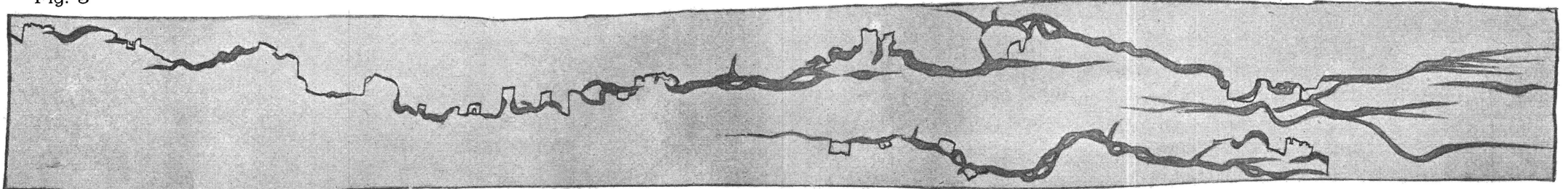


Fig. 1.

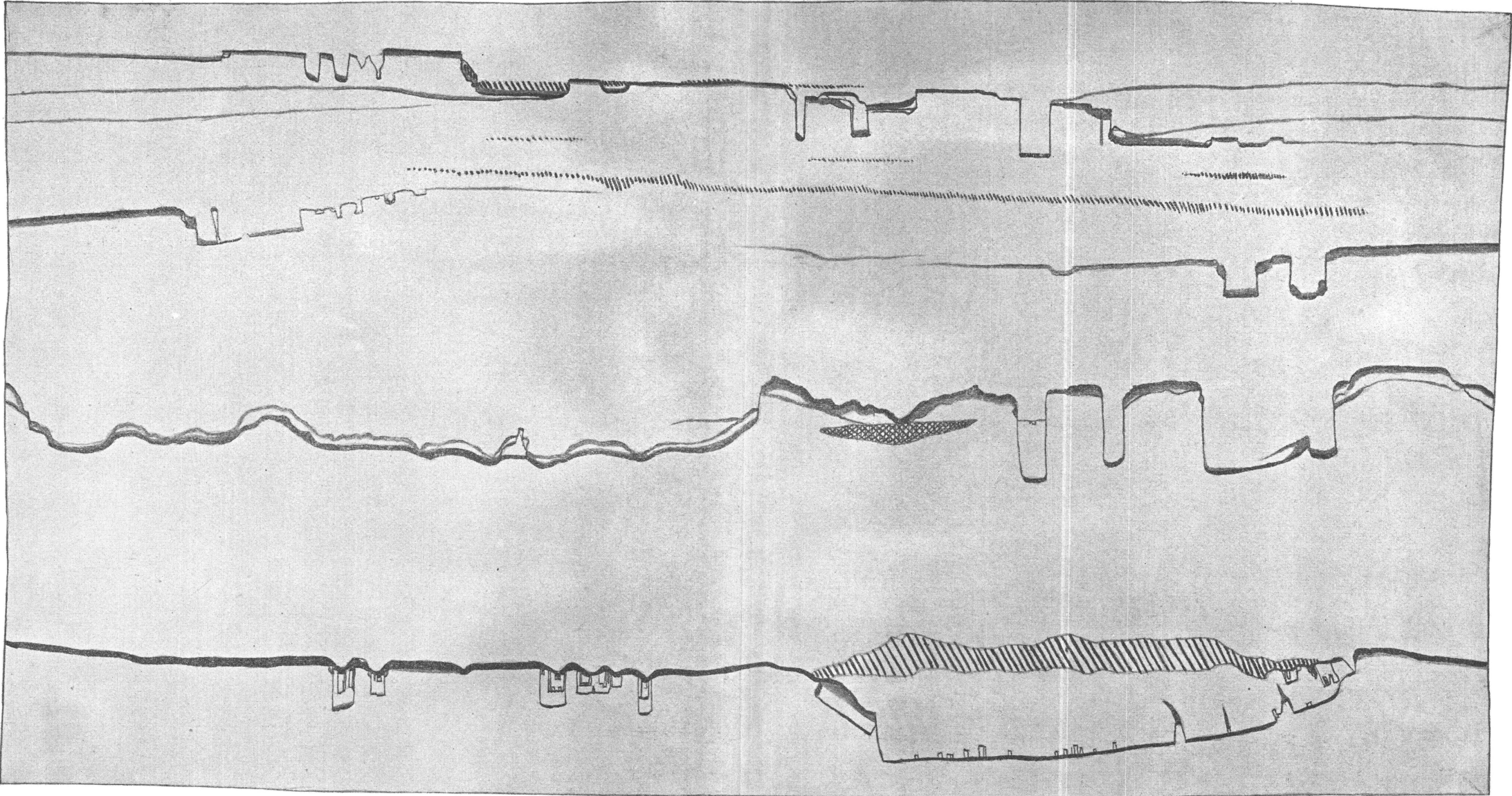


Fig. 2.

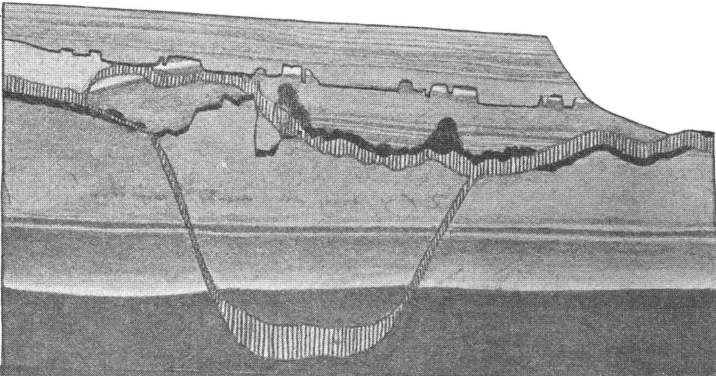


Fig. 3.

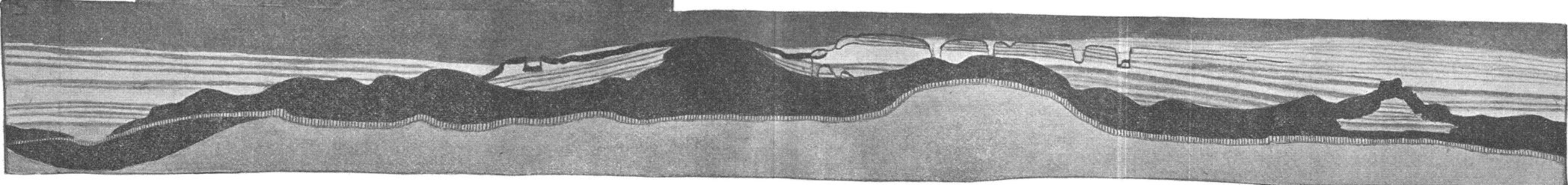
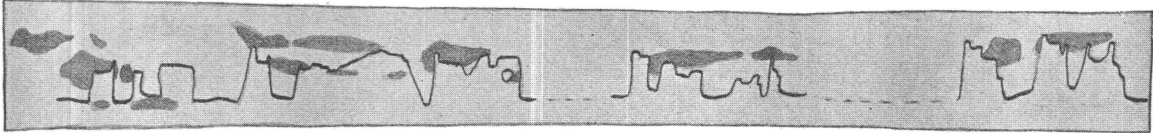


Fig. 1a.

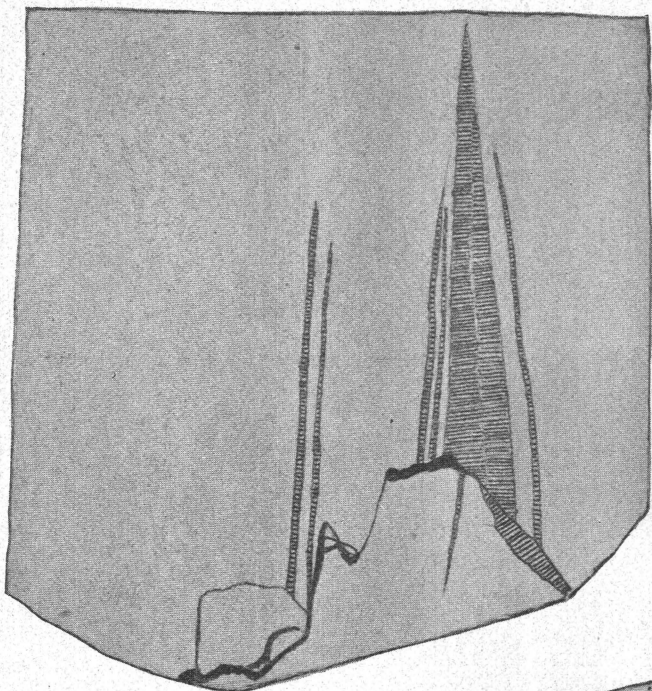


Fig. 3a.

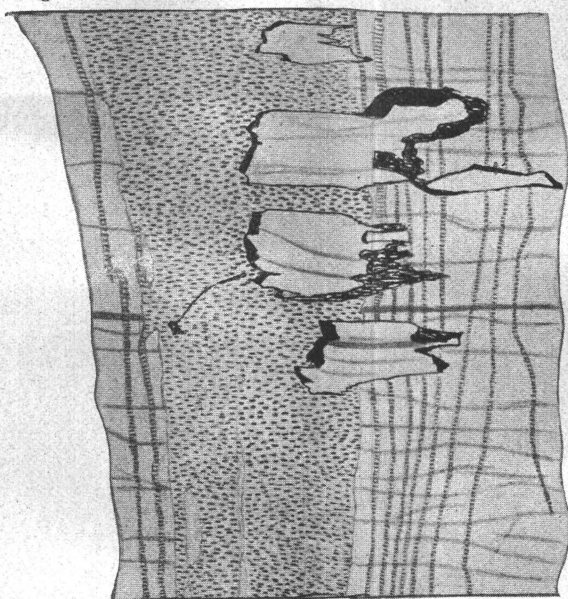


Fig. 6.

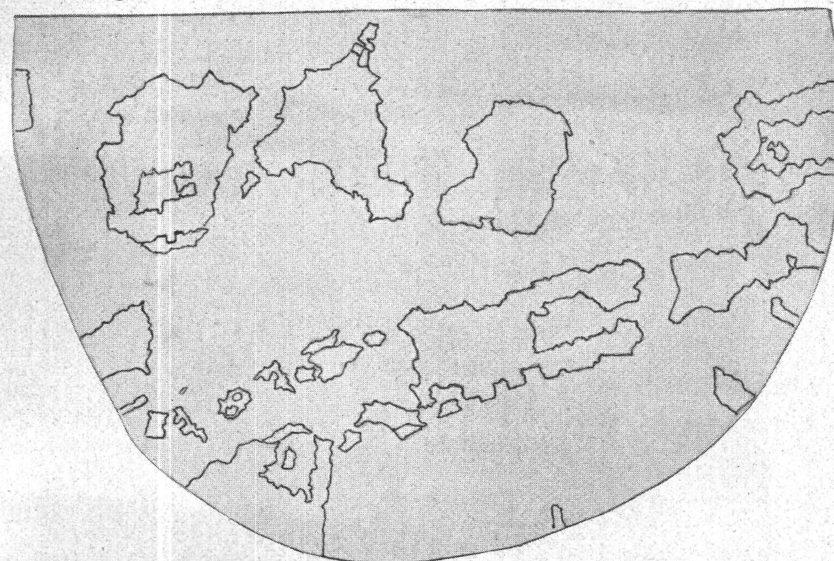


Fig. 1b.

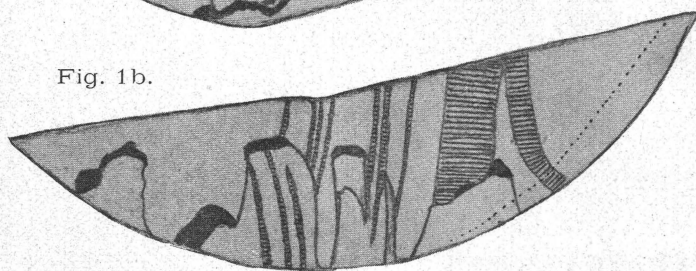


Fig. 2.

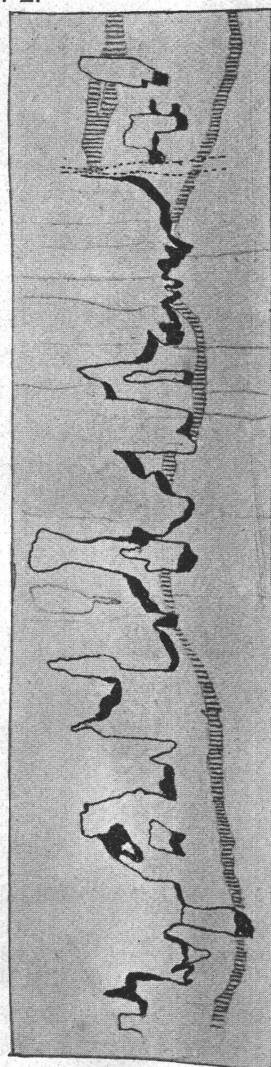


Fig. 3b.

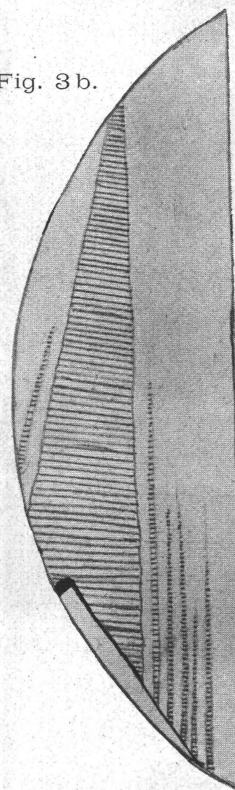


Fig. 5.

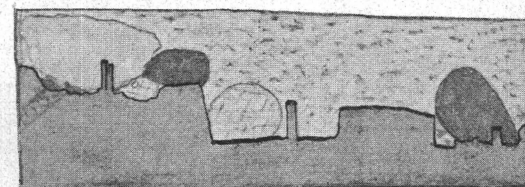


Fig. 1c.

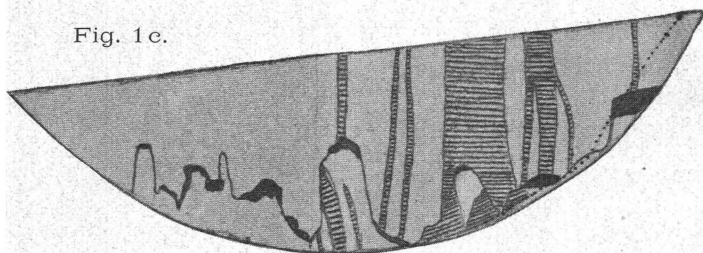


Fig. 1d.

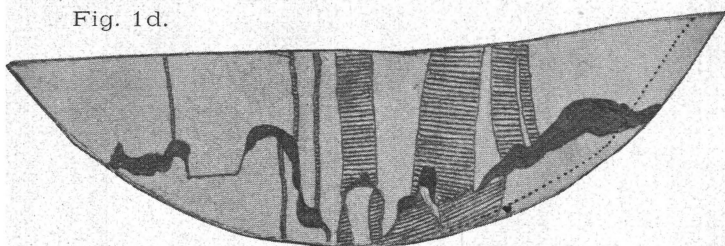


Fig. 4.



Fig. 7.

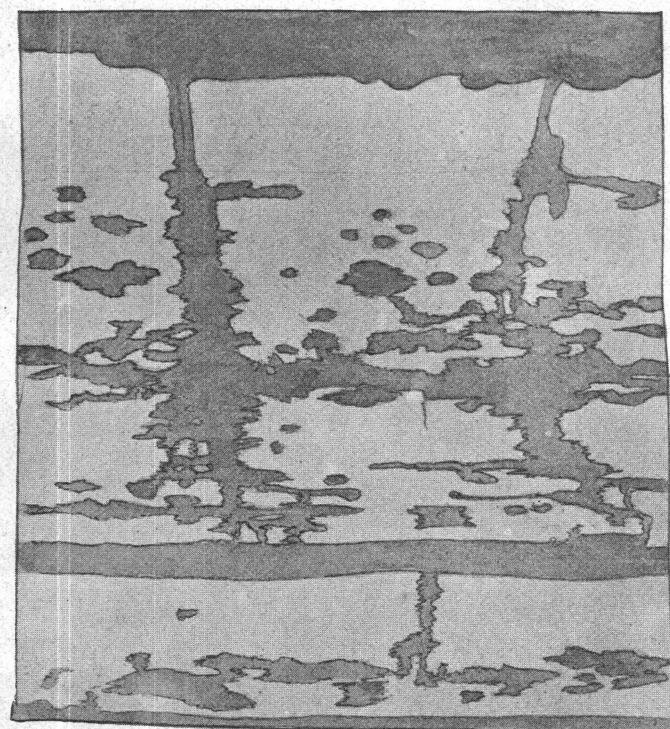


Fig. 1.

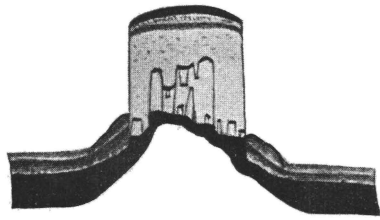


Fig. 3.

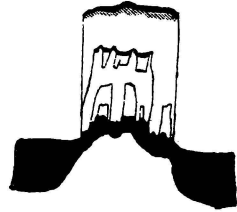


Fig. 5.

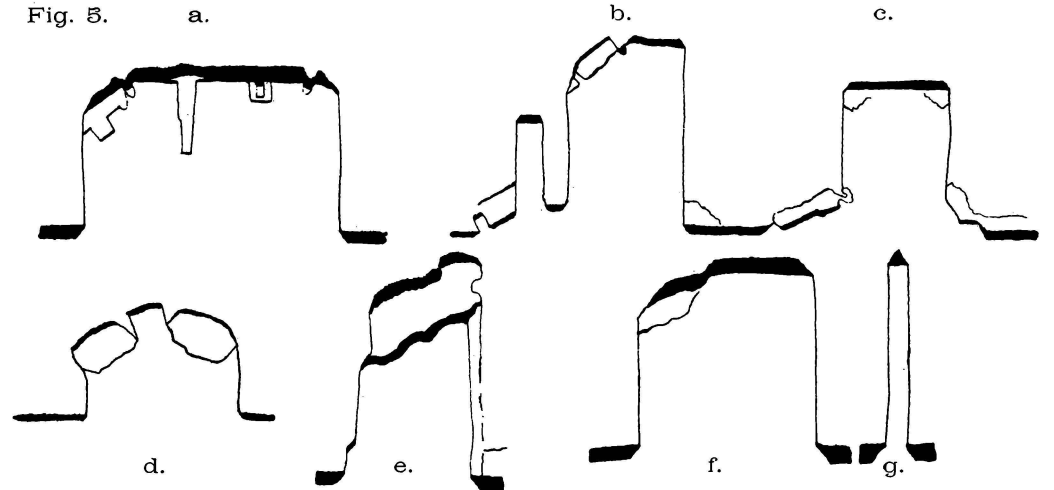


Fig. 2.

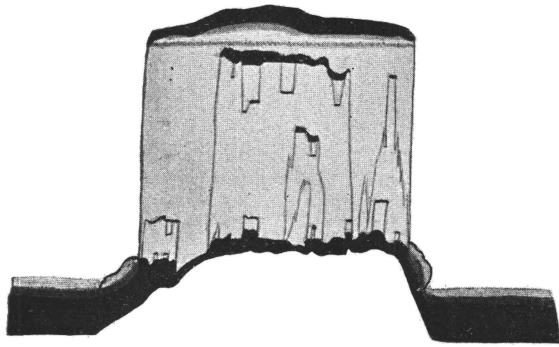


Fig. 4a

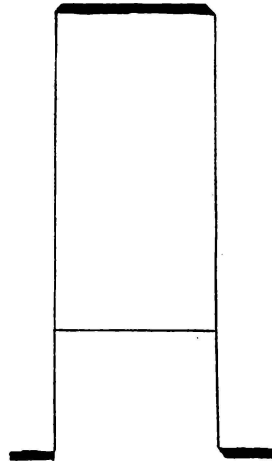


Fig. 4b.

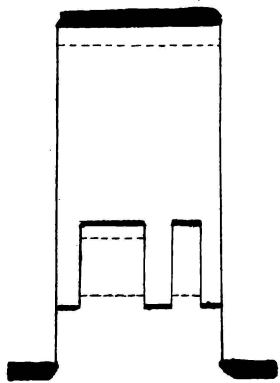


Fig. 4c.

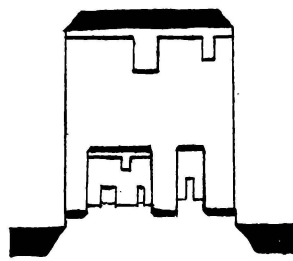


Fig. 4d.

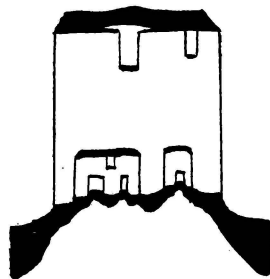


Fig. 6a.

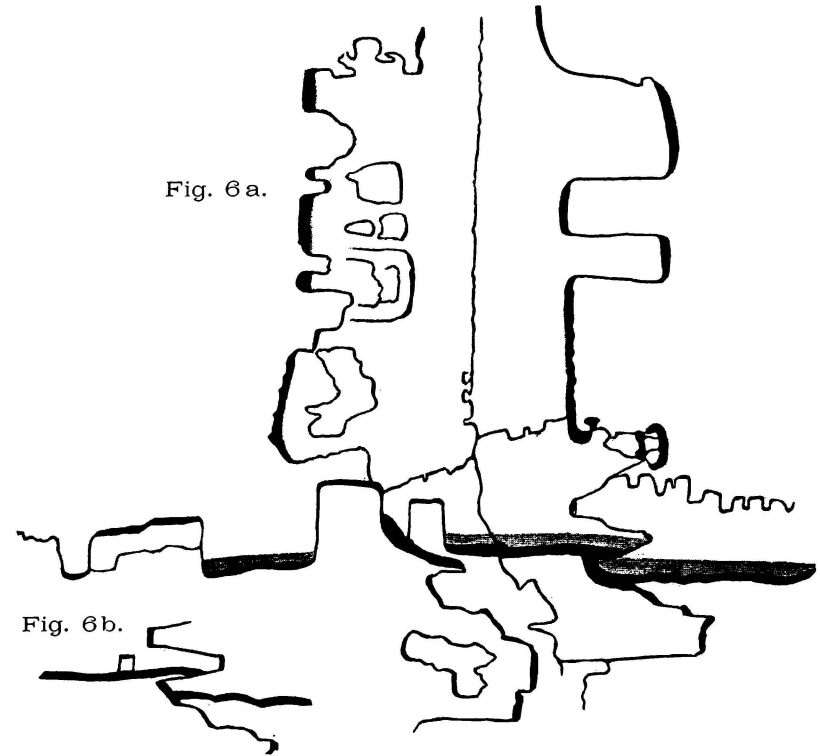


Fig. 6b.



Fig. 7.

